



## THOUARCÉ

La carte géologique à 1/50 000  
 THOUARCÉ est recouverte par les coupures suivantes  
 de la carte géologique de la France à 1/80 000 :

- au nord-ouest : ANCENIS (N° 105)
- au nord-est : ANGERS (N° 106)
- au sud-ouest : CHOLET (N° 118)
- au sud-est : SAUMUR (N° 119)

Chalonn s Loire	Angers	Longué
Chemillé	THOUARCÉ	Saumur
Cholet	Vihiers	Montreuil- Bellay

## CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

BUREAU DE  
 RECHERCHES  
 GÉOLOGIQUES  
 ET MINIÈRES

# THOUARCÉ

MINISTÈRE DU REDÉPLOIEMENT INDUSTRIEL  
 ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR  
 BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES  
 SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
 Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex - France



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
THOUARCÉ A 1/50 000**

par

**J. BLAISE**

avec la collaboration de **A. ARNAUD, R. BROSSÉ,  
P. CAVET, J. DEPAGNE, M. GRUET, H. LARDEUX, O. LIMASSET**

**1986**

**Éditions du B.R.G.M.—B.P.6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX-FRANCE**

## SOMMAIRE

<b>PRÉSENTATION DE LA CARTE</b>	<b>5</b>
<b>HISTOIRE GÉOLOGIQUE ET TECTONIQUE</b>	<b>7</b>
<i>LES TEMPS PRÉCAMBRIENS</i>	<b>8</b>
<i>LES TEMPS PALÉOZOÏQUES</i>	<b>10</b>
<i>LES TEMPS POST-HERCYNIENS</i>	<b>12</b>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>15</b>
<i>TERRAINS PRÉCAMBRIENS</i>	<b>15</b>
<i>TERRAINS PALÉOZOÏQUES</i>	<b>19</b>
<i>GRANITOÏDES PALÉOZOÏQUES</i>	<b>33</b>
<i>TERRAINS CRÉTACÉS</i>	<b>35</b>
<i>TERRAINS TERTIAIRES</i>	<b>37</b>
<i>FORMATIONS QUATERNAIRES</i>	<b>41</b>
<b>PRÉHISTOIRE</b>	<b>43</b>
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	<b>43</b>
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	<b>43</b>
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	<b>44</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>47</b>
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	<b>47</b>
<i>COUPES RÉSUMÉES DE QUELQUES SONDAGES</i>	<b>48</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>52</b>
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	<b>56</b>
<b>AUTEURS</b>	<b>56</b>

## PRÉSENTATION DE LA CARTE

La région couverte par la feuille Thouarcé montre l'enneiement, sous les assises du Crétacé supérieur du Sud-Ouest du Bassin parisien, d'un socle de terrains armoricains, protérozoïques et paléozoïques ; des placages épars de Miocène marin recouvrent cet ensemble.

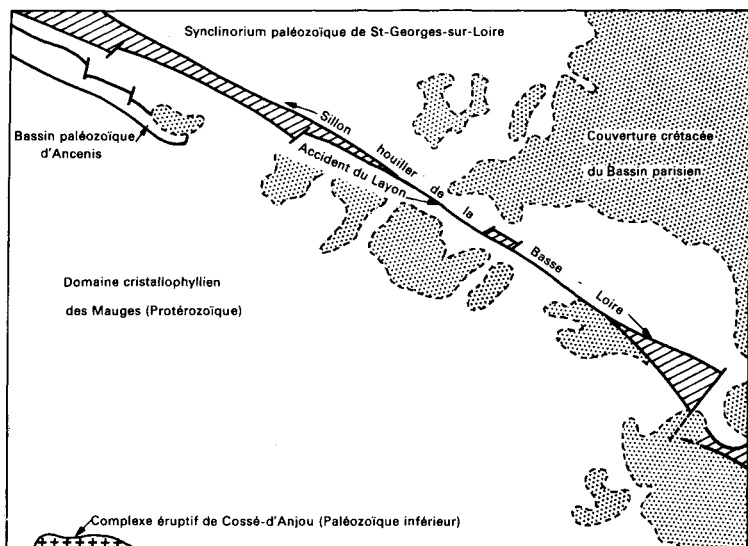


Fig. 1 - Unités protérozoïques et paléozoïques de la feuille Thouarcé

● **Un trait structural et morphologique majeur, l'accident du Layon**, traverse toute la feuille selon une diagonale de direction sud-armoricaine (N 110° E). Son tracé n'est pas rectiligne en raison des décrochements de direction perpendiculaire à la sienne (N 25° E), qui sont nombreux mais d'importance mineure, sauf au bord oriental de la feuille (Châtelais). L'accident du Layon est la composante orientale de l'important linéament "Nort-sur-Erdre - le Layon", que l'on peut suivre, au niveau des formations du socle armoricain, sur plus de 120 km entre Blain et Doué-la-Fontaine. Ici comme plus à l'Ouest, il est jalonné sur la majeure partie de son parcours par les dépôts namuriens du "Sillon houiller de la Basse-Loire" et il juxtapose deux domaines du socle n'ayant pas subi la même évolution géodynamique, que ce soit au Protérozoïque ou au Paléozoïque ; la feuille Thouarcé met particulièrement en valeur ce contraste entre les terrains situés de part et d'autre d'une telle limite.

Les rejeux post-cénomaniens de cet accident ont exhaussé les terrains paléozoïques au Nord et sont ainsi responsables de la mise en relief des Coteaux du Layon, trait morphologique le plus marquant de la région. Ce relief est bordé par un abrupt de faille à regard sud-ouest, généralement très fort, la dénivellation pouvant atteindre 60 m (Pont-Barré). Le tracé du Layon, au pied du

relief, est tout entier guidé par cette disposition structurale ; son cours, en amont de Thouarcé, montre particulièrement bien l'interaction des deux directions principales de fracture : celle de l'accident lui-même et celle des décrochements perpendiculaires.

● **Les terrains du socle armoricain au Sud-Ouest de l'accident du Layon** appartiennent pour leur plus grande part à la *Série métamorphique des Mauges*, que l'on rapporte au Protérozoïque et dont la structuration est liée pour l'essentiel aux phases tectono-métamorphiques cadomiennes. La Série des Mauges s'étend, à l'affleurement, bien au-delà des limites de la feuille, que ce soit vers le Sud ou, surtout, vers l'Ouest, où elle est en contact avec les formations méso-à catamétamorphiques du Complexe du Champtoceaux.

Au coin nord-ouest de la feuille, les schistes des Mauges ceinturent les formations paléozoïques (Ordovicien à Dinantien inclus) de la terminaison orientale du *Bassin d'Ancenis* ; c'est plus à l'Ouest, sur les feuilles Chalonnès-sur-Loire et Ancenis, que ce bassin présente sa plus grande extension, alors qu'il se réduit ici à une bande étroite limitée par des failles. Au coin sud-ouest, le *Complexe éruptif de Cossé-d'Anjou*, intrusif dans les schistes des Mauges, est l'un des massifs-satellites, le plus septentrional, du "Microgranite de Thouars et massifs basiques associés", ce dernier ensemble se reliant, pour ce qui est du magmatisme, aux volcanites du Paléozoïque inférieur du Choletais.

Au point de vue de la morphologie, la surface des Mauges dessine un glacis en pente douce vers le Nord-Est, depuis les affleurements de roches éruptives de Cossé-d'Anjou (point culminant du territoire, 170 m) jusqu'aux bords du Layon (25 m). Le façonnement de cette surface est en partie attribuable à l'érosion pré-liasique (surface de la transgression toarcienne, feuille Montreuil-Bellay). Remodelée par les avancées des mers cénomaniennes et miocène, cette surface a également subi de nombreuses déformations tectoniques ; certaines sont contemporaines des épisodes sédimentaires et par là-même influencent ceux-ci ; d'autres sont récentes, comme en témoigne l'enfoncement des thalwegs des affluents de rive gauche du Layon (Hyrôme, Javoineau, Lys).

● **Les terrains du socle armoricain au Nord-Est de l'accident du Layon et du Sillon houiller namurien** sont représentés par des schistes paléozoïques (Ordovicien moyen ou supérieur ? à Dévonien inférieur) appartenant au large *Synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire*, entité structurale sud-armoricaine que l'on suit vers l'Ouest jusque dans la région de Redon. Ils se répartissent en deux ensembles lithologiques dont les rapports stratigraphiques sont mal élucidés : le Complexe de Bouchemaine — Erigné, le plus septentrional, et le Complexe de Saint-Georges-sur-Loire, bien caractérisé, ici comme plus à l'Ouest, par les affleurements nombreux de phanites siluriens et de volcanites acides et, surtout, basiques.

● **Les terrains de la couverture cénomaniennes** couvrent des surfaces d'affleurement de plus en plus étendues d'Ouest en Est. La sédimentation dont ils témoignent s'est établie sur une paléotopographie creusée dans les terrains protérozoïques et paléozoïques. La localisation des dépôts continentaux du Cénozoïque inférieur dans les dépressions de cette surface est particulièrement nette et leurs placages, relativement minces, sont responsables d'un certain aplanissement du relief, soit au revers des Coteaux du Layon (plaine de Notre-Dame-d'Allençon), soit sur le glacis des Mauges (Est de Tigné et de Tancoigné). Les Marnes à Huîtres (Cénozoïque supérieur marin), plus épaisses et de moindre extension vers l'Ouest, déterminent, au-dessus de ces aplanissements,

une cuesta que l'on peut suivre, au Nord-Est de la feuille, des Alleuds à Linière par Saulgé-l'Hôpital et Luigné, et que l'on retrouve, au Sud-Est, aux Rochettes. Le revers de cette cuesta se creuse en une dépression que draine le cours orthoclinal de l'Aubance (angle nord-est), avant que ne se dresse à son tour la cuesta turonienne (feuille Saumur). Le petit affleurement turonien visible en bordure orientale de la feuille se rattache à la butte-témoin de Noyant-la-Plaine, en avant de cette deuxième cuesta.

● **Les terrains tertiaires et quaternaires** forment des affleurements plus discontinus. A l'Eocène, la silicification de sables crétacés a provoqué la formation de grès dont ne subsistent que de rares témoins : des blocs superficiels épars (Thouarcé, le Champ-sur-Layon, Gonnord) et un groupe un peu moins restreint (les Noyers, en Martigné-Briand). Le Miocène est mieux représenté par les dépôts de la mer helvétique, ou "mer des faluns". Ces dépôts, discontinus mais nombreux, sont dispersés sur les deux tiers orientaux de la feuille ; ils y témoignent d'une sédimentation qui s'est établie sur les terrains cénomaniens et sur ceux du socle en comblant des dépressions de la surface, comme l'avaient fait les dépôts du Cénomaniens inférieur ; ils ont pu ainsi contribuer, au même titre que ces derniers, à l'aplanissement du relief. Au Pliocène, la "seconde mer des faluns", ou "mer redonienne", n'a laissé qu'un seul témoin dans la partie orientale de la feuille (Renaudeau-Beugnon, en Brigné). Après cet ultime épisode marin, des altérations de type latéritique, survenues probablement à la fin du Pliocène, ont laissé quelques revêtements clairsemés. Enfin, sur les rives du Layon, des terrasses étagées, des dépôts de pente et des solifluxions témoignent des climats froids du Quaternaire.

● **Les paysages et les cultures** soulignent par leur diversité les contrastes existant entre les différents ensembles géologiques. Le relief de la grande faille du Layon donne un coteau dont l'exposition au Sud fait un lieu privilégié pour la culture de la vigne (Coteaux du Layon, Chaume en Saint-Aubin-de-Luigné) ; seules les pentes trop abruptes ont été abandonnées à une lande inculte ; les mêmes pentes exposées au Sud, en rive droite du Layon, sont génératrices de microclimats dont l'action favorable, combinée avec la présence de calcaires paléozoïques, permet à un certain nombre de plantes normalement plus méridionales d'atteindre là leur limite nord absolue, et justifie la réserve botanique créée au Pont-Barré de Beaulieu. Les vignobles occupent encore d'importantes surfaces au voisinage du Layon sur sa rive sud ; puis ils cèdent la place aux herbages des Mauges, semés de bosquets et de bois épars ; le paysage annonce ici le bocage vendéen. De belles forêts se développent à la fois sur les altérites du socle et sur les graviers du Cénomaniens inférieur (Beaulieu - Brissac). Les Marnes à Huîtres sont, pour leur part, le support de cultures diverses et d'herbages qui dessinent un paysage de plaine très ouvert (les Alleuds).

## HISTOIRE GÉOLOGIQUE ET TECTONIQUE

Les terrains de socle, précambriens et paléozoïques, de la feuille Thouarcé appartiennent au "domaine ligérien" (J. Cogné, 1976), que de nombreuses particularités, inscrites dans les successions propres à chacune des unités structurales qui le composent, ont conduit à distinguer du domaine centre-armoricain, plus septentrional. Pour les auteurs des modèles géodynamiques les plus récents, ces particularités tiendraient à la situation du domaine ligérien en bordure septentrionale de la zone orogénique la plus interne de l'édifice varisque : la "cordillère ligérienne", structurée dès le Dévonien par des phases

tectono-métamorphiques majeures (A. Autran et J. Cogné, 1980). On pourrait ainsi mettre en relation cette relative proximité d'un "orogène ligérien" avec le développement, à l'Ordovicien et au Silurien, de magmatismes de distension et d'amincissement crustal (plutonites et volcanites), ou encore avec le caractère instable et souvent très mobile de la sédimentation au cours du Dévonien et du Carbonifère inférieur (M. Dubreuil, 1980).

Un historique des connaissances acquises sur le domaine ligérien, accompagné d'une description de ses unités structurales, a été présenté dans la notice explicative de la feuille Ancenis (P. Cavet *et al.*, 1978). Aussi l'histoire précambrienne et paléozoïque évoquée dans les pages qui suivent concernera-t-elle essentiellement les seules unités représentées sur la feuille Thouarcé : le domaine précambrien des Mauges, les bassins paléozoïques anté-namuriens de Saint-Georges-sur-Loire et d'Ancenis, le sillon houiller namurien. On évoquera ensuite l'histoire post-hercynienne de cette région, touchée, au Mésozoïque, par les transgressions marines du Bassin parisien, puis, au Tertiaire, par les avancées des mers des faluns.

### LES TEMPS PRÉCAMBRIENS

#### Série des Mauges. Événements tectono-métamorphiques précambriens

C'est au Protérozoïque que l'on rapporte le dépôt des épaisses formations silteuses et principalement grauwackeuses qui, après métamorphisme et structuration, ont constitué la Série des Mauges. Ces dépôts sont rythmés : des lits et des bancs de grauwackes, de pélites et de siltites alternent à toutes échelles, de millimétrique à hectométrique. L'épaisseur totale des dépôts pourrait être pluri-kilométrique. Certains bancs de grauwackes, particulièrement riches en clastes d'albite, correspondraient à d'anciennes formations volcano-sédimentaires plus ou moins remaniées. Une origine volcanique ou volcano-sédimentaire est mieux affirmée pour certaines formations basiques, que le métamorphisme a transformées en prasinites et qui s'intercalent dans les formations silto-grauwackeuses ; on les trouve dans les parties méridionales des Mauges (région de Beaupréau, feuille Chemillé, F.-H. Forestier, 1980 ; région de Cernusson, feuille Thouarcé) ; à ces niveaux basiques s'associent quelques bancs de quartzites graphiteux.

Postérieurement à son dépôt, la Série des Mauges a acquis une foliation cristallophyllienne subhorizontale, qui s'est développée dans un climat de métamorphisme prograde allant du faciès schistes verts au faciès amphibolite. Cette foliation, générale pour toute la surface d'affleurement de la série, est confondue avec le plan de stratification et l'on peut localement constater qu'elle est plan axial de petits plis couchés isoclinaux, centi-à décimétrique, synschisteux (plis intrafoliaux) à post-schisteux (H. Diot, 1980). Ces observations soulignent le lien de la foliation avec une tectonique tangentielle.

Un plissement en chevrons d'axes subhorizontaux, d'amplitude décimétrique, a repris cette foliation métamorphique. Il est lui aussi général dans les Mauges, mais il est d'autant mieux marqué que, dans les séquences lithologiques affectées, les schistes phylliteux dominent sur les métagrauwackes en bancs lités ; dans le cas contraire, il peut se réduire à quelques ondulations très ouvertes. Une rétomorphose dans le faciès schistes verts est liée à ce plissement. La schistosité de plan axial associée aux chevrons reste proche de la verticale dans toute la partie nord-est des Mauges ; au Sud-Ouest elle tend

progressivement à se coucher et les plis, plus nettement dissymétriques, montrent un déversement général vers le Nord-Est.

La direction des axes subhorizontaux des chevrons était initialement N 120°-150°E, comme le montrent de nombreuses mesures ; mais les trajectoires de ces axes ont subi, en plusieurs secteurs des Mauges, des rotations vers une direction N 100°-120°E. De telles rotations paraissent liées à une tectonique de cisaillement senestre, exprimée dans des couloirs orientés N 110°E, et postérieure à la phase des chevrons. Le meilleur exemple est celui de la zone de bordure méridionale du bassin d'Ancenis, dans sa section orientale, à l'Est du Mesnil-en-Vallée (H. Diot) : la rotation des axes des chevrons est bien marquée ici et témoigne d'un cisaillement senestre auquel on lie également l'injection de filonnets de quartz dans les plans axiaux des chevrons ; ces filonnets sont d'autant plus nombreux que l'on se rapproche davantage de la bordure du Paléozoïque. Plus à l'Ouest, le long de cette même bordure méridionale du bassin d'Ancenis, des filonnets de quartz identiques soulignent, dans les schistes des Mauges, une schistosité associée à des petits plis en S d'axes subverticaux (H. Diot) ; ces plis témoignent eux aussi, à leur façon, d'une tectonique cisailante senestre qui s'inscrit dans un autre couloir N 110°E, au S.S.W du précédent.

Les structurations majeures synmétamorphes de la Série des Mauges (tectonique tangentielle développant la foliation métamorphique, plissement en chevrons marquant la fin du métamorphisme schistes verts) sont à rapporter aux mouvements "cadomiens" (fini-précambriens). C'est ce qu'attestent les relations nettement discordantes de la Série des Mauges avec les Poudingues et pélites à Paradoxidés de Cléré-sur-Layon (Cambrien moyen du bord nord des synclinaux du Choletais ; P. Cavet, M. Gruet, J. Pillet, 1966) et avec la Formation du moulin de Châteaupanne (Arenig de la bordure méridionale du synclinal d'Ancenis ; J. Blaise, P. Cavet, H. Lardeux, 1970).

L'analyse de la discordance du moulin de Châteaupanne permet également de rapporter à une phase cadomienne la tectonique cisailante senestre (rotation des axes de pli et injection de filonnets de quartz dans les plans axiaux des chevrons) inscrite en bordure méridionale du bassin d'Ancenis, dans la section orientale de cette bordure. Cependant une telle tectonique senestre a pu rejouer après le Précambrien, comme le montrent, à l'Ouest d'Ancenis, des petits plis en S d'axes subverticaux accompagnés de schistosité, qui affectent localement le Paléozoïque inférieur du bassin d'Ancenis (H. Diot). Les couloirs de cisaillement senestre N 110°E qui s'inscrivent à la surface des Mauges pourraient dès lors relever en partie de ces rejeux éo-hercyniens, et non des seuls mouvements finicadomiens qui ont initié cette tectonique cisailante. Cette remarque vaut en particulier pour les parties les plus internes du bâti cristallophyllien.

## Corrélations

● **La Série des Mauges et les autres ensembles cristallophylliens du domaine ligérien.** La Série des Mauges est en relation, à l'Ouest, avec d'autres ensembles métamorphiques qui forment avec elle un vaste domaine cristallophyllien ; c'est dire que les phases de métamorphisme et de déformation qui l'ont affectée doivent être replacées dans un cadre plus vaste. La série des Mauges est en effet située géométriquement au-dessus du "Complexe de Champtoceaux", ensemble mésozonal à reliques catazonales comportant de nombreuses formations orthodérivées (orthogneiss, leptynites, amphibolites, éclogites ; J. Marchand *in* notice Ancenis, 1978) ; le complexe en question se superpose lui-même à la série



épimétamorphique de Mauves-sur-Loire. Cette disposition structurale relève d'une tectonique tangentielle profonde, synmétamorphe, dont la mise en place et l'âge ont fait l'objet de plusieurs interprétations.

Selon un premier schéma structural de J. Cogné (1966), cette structure tangentielle serait cadomienne et correspondrait à la mise en place d'une nappe cristallophyllienne ("nappe de Champtoceaux"), qui serait responsable de la foliation métamorphique subhorizontale de la Série des Mauges, sur le flanc normal de la nappe.

Pour H. Diot (1980), le Complexe de Champtoceaux était déjà structuré en nappe mésozonale lorsqu'il s'est mis en place, aux temps cadomiens, sous forme d'extrusion, en provoquant l'apparition de la foliation métamorphique dans la Série des Mauges.

Pour A. Autran et J. Cogné (1980) et J. Marchand (1981), le Complexe de Champtoceaux témoignerait d'un cisaillement tangential profond synmétamorphe, lié aux phases éo-hercyniennes (âge dévonien inférieur ou moyen). La dernière de ces études (J.M.), qui s'appuie sur une cartographie récente, souligne le lien de ce cisaillement avec des mises en place magmatiques syntectoniques incorporant un matériel plus ancien déjà métamorphisé ; un tel "mélange tectonique" se serait mis en place sous forme d'écaillés qui se chevauchent mutuellement. Dans la Série des Mauges, les rejeux éo-hercyniens éventuels de la tectonique cisailante senestre N 110°E (cf. ci-dessus) pourraient être en relation avec une telle structuration profonde.

● **Série des Mauges et Briovérien.** On assimile généralement la série protérozoïque des Mauges au "Briovérien" des domaines armoricains plus septentrionaux. La rythmicité et l'immaturation des dépôts peuvent effectivement justifier des comparaisons avec le Briovérien *sensu lato*. Mais il faut souligner ici l'importance des séquences grauwackeuses, la présence de formations basiques et de niveaux graphiteux, l'absence de poudingues, tous caractères qui n'évoquent guère le "Briovérien supérieur", auquel on rapporte pourtant souvent la Série des Mauges.

Comme on vient de le voir, les métamorphismes et les structurations essentielles de la Série des Mauges sont liés à des phases cadomiennes majeures. Au contraire, le Briovérien de Bretagne centrale (domaine armoricain le plus proche) n'a subi que des déformations mineures avant les transgressions du Paléozoïque inférieur, et ses structurations essentielles, sa schistosité en particulier, sont hercyniennes (C. Le Corre, 1977). Le linéament Nort-sur-Erdre — le Layon apparaît dès lors comme une limite parfaitement tranchée entre des domaines dont l'évolution géodynamique a été différente dès les temps précambriens. Peut-être le jeu de cet accident hercynien majeur a-t-il rapproché des segments de la chaîne cadomienne originellement éloignés, segments dont on discerne mal actuellement les places respectives et les rapports mutuels, au sein de l'édifice orogénique cadomien.

## LES TEMPS PALÉOZOÏQUES

### Avant le Houiller

Une première transgression paléozoïque, datée du Cambrien moyen par les Pérites à Paradoxidés de Cléré-sur-Layon, ne touche le domaine ligérien que

dans sa partie méridionale (synclinaux du Choletais). Elle y est suivie d'épisodes volcaniques rapportés à une ceinture magmatique témoignant d'une distension crustale, et dont l'activité se termine, à la fin de l'Ordovicien, par la mise en place de complexes hypovolcaniques (J. Le Métour *et al.*, 1979).

Plus au Nord, dans le Bassin d'Ancenis, c'est à l'Arenig que remontent les premiers dépôts paléozoïques, transgressifs, comme ceux du Cambrien du Choletais, sur le Protérozoïque des Mauges. L'ouverture du bassin et la dynamique sédimentaire qui s'amorcent alors sont contrôlées, au niveau du socle, par le jeu d'accidents cisailants senestres (H. Diot, 1980), déjà actifs à la fin des temps protérozoïques, comme on vient de le voir. C'est à l'aplomb de l'un de ces accidents, délimitant la bordure méridionale du bassin, que se déposent les termes détritiques de base arenigiens. Ils sont suivis de dépôts silto-gréseux de plate-forme témoignant, dès le Llanvirn, de l'installation d'un régime marin franc, de mer épicontinentale. Les faunes trilobitiques qui datent ces dépôts llanvirniens témoignent d'affinités "bohémiennes", ce qui les oppose nettement aux faunes qui prolifèrent à la même époque dans les parties plus septentrionales du Massif armoricain ; ce fait souligne, au plan faunique, l'originalité du Bassin d'Ancenis, exprimée à plusieurs reprises au cours du Paléozoïque. Une sédimentation régulière caractérise l'Ordovicien ; puis une longue période d'instabilité du bassin s'ouvre avec les temps siluriens. Ainsi, dans sa partie orientale, des témoins de phtanites siluriens et de calcaires du Dévonien inférieur sont identifiés dans une zone relativement interne, alors qu'ils manquent dans les zones de bordure où, par contre, se déposent, au Dévonien moyen, d'importantes masses carbonatées, localement récifales. L'hypothèse selon laquelle une partie, au moins, des formations datées du Silurien et du Dévonien correspondraient à des olistolithes (M. Dubreuil, 1980), conduirait à envisager une grande mobilité du milieu sédimentaire au cours du Dévonien, voire jusqu'à l'aube du Dinantien, et l'existence de mouvements tectoniques responsables d'une telle mobilité. Ces mouvements s'inscriraient dans le contexte géodynamique régional de déformation senestre qui prévalait depuis l'origine du bassin ; ils seraient la marque de déformations éohercyniennes auxquelles les hypothèses récentes, déjà évoquées, rapportent par ailleurs, dans la même unité "ligérienne" mais à un niveau plus profond, les mises en place synmétamorphes des structures tangentielles du Complexe de Champtoceaux.

Des conditions franchement marines existent encore dans le Bassin d'Ancenis à la fin du Dévonien, ainsi qu'en témoigne le dépôt des calcaires frasniens, associés à des ensembles silto-gréseux et à des lydiennes. Le retrait graduel de la mer s'opère alors et les dépôts dinantiens deviennent laguno-saumâtres, puis continentaux. Leur histoire est celle du comblement progressif d'un bassin subsident par de puissantes accumulations grauwacko-pélitiques et localement conglomératiques. Une telle sédimentation n'a pu être alimentée que par l'érosion de reliefs sans cesse rajeunis. L'ultime épisode sédimentaire, lié au paroxysme "fini-dinantien" d'une longue suite de déformations, est le dépôt d'une puissante formation torrentielle sous-lacustre, à galets énormes, le Poudingue d'Ingrandes.

Au Nord de l'accident Nort-sur-Erdre — le Layon, l'histoire paléozoïque diffère par bien des aspects de celle qui vient d'être décrite pour le domaine des Mauges et le Bassin d'Ancenis. Au début du Paléozoïque, cette partie septentrionale du domaine ligérien et le domaine centre-armoricain appartiennent à une même plate-forme épicontinentale. La sédimentation marine s'y établit dès le début de l'Ordovicien, avec des dépôts arénacés transgressifs sur un soubassement briovérien non métamorphique et à peine structuré. Des dépôts

silteux leur font suite et la transgression atteint son maximum au Llandeilo. Vers la fin de l'Ordovicien, la mise en place de plutonites le long de la "ride de Lanvaux" constituerait une première manifestation de la distension crustale dans cette partie du domaine ligérien, laquelle se comporte désormais comme une "zone mobile" sur la marge méridionale de la plate-forme centre-armoricaine. A cette époque s'ouvre le Bassin de Saint-Georges-sur-Loire qui va recevoir, de l'Ordovicien moyen à supérieur au Dévonien inférieur à moyen, une sédimentation épicontinentale alimentée par une forte subsidence. Cette sédimentation s'accompagne d'un important volcanisme acide et basique, dont les affinités tholéitiques évoqueraient, elles aussi, un contexte géodynamique de distension et d'amincissement de la croûte continentale (P. Maillet *et al.*, 1977).

Après ces phases de dépôt, les formations paléozoïques de cette même partie nord du domaine ligérien subissent d'importants plissements synschisteux, accompagnés de gradients locaux de métamorphisme. Les données stratigraphiques sont insuffisantes pour préciser l'âge de ces déformations: elles pourraient être anté-dinantiennes et liées à des événements éo-hercyniens; elles sont, en tous cas, anté-namuriennes.

### Les temps houillers

Après le Dinantien, un sillon subsident s'ouvre au flanc sud du Bassin de Saint-Georges-sur-Loire et va recevoir de ce domaine paléozoïque, désormais soumis à l'érosion, les matériaux qui constituent son remplissage. Cette sédimentation molassique continentale, d'âge namurien (ou "namuro-westphalien") s'effectue sous un climat de type tropical humide, favorable au développement d'une riche végétation, et les dépôts présentent donc typiquement les caractères du "Houiller productif" (silts, grès et grauwackes à végétaux, cinérites, veines de houille).

Des mouvements cisailants dextres ont pu accompagner l'ouverture et le comblement du sillon houiller. Ils sont encore actifs au cours du Westphalien, lorsqu'une phase compressive paroxysmale de l'orogénèse hercynienne resserre le bloc "Mauges Bassin d'Ancenis" contre le bloc "Sillon houiller — partie nord du domaine ligérien". Cette phase provoque le plissement de la série houillère et les rejeux, en chevauchements, des accidents antérieurs, rejeux qui s'accompagnent d'une nette composante de cisaillement dextre le long de la zone où s'opère la soudure entre les deux blocs.

## LES TEMPS POST-HERCINIENS

### Mésozoïque

Après une longue émergence post-hercynienne, la sédimentation n'a repris qu'au Cénomaniens sur la surface intéressée par la feuille Thouarcé. Toutefois des témoins de la transgression liasique sur le socle briovérien et paléozoïque sont connus non loin de là (Doué-la-Fontaine, feuille Saumur).

Durant le Cénomaniens inférieur et une partie du Cénomaniens moyen, un épisode de sédimentation deltaïque précède l'ingression de la mer: des épandages de graviers et de sables, d'origine armoricaine, se mettent en place sur une paléotopographie vigoureuse, les zones de décantation plus tranquille recueillant des argiles à végétaux; des failles et des bombements du socle, réactivant les accidents hercyniens profonds, ont pu guider cette sédimentation

en délimitant des cuvettes et des gouttières qui s'allongent suivant les directions structurales sud-armoricaines (Saint-Lambert-du-Lattay — le Champ-sur-Layon). La transgression marine cénomaniennne, qui dépasse vers l'Ouest les limites des mers jurassiques pour recouvrir directement le socle, est marquée par une sédimentation terrigène qui traduit la proximité des rivages émergés ; les épisodes calcaires (marnes, lumachelles) sont réduits et noyés dans des sables glauconieux. Le Turonien calcaireux est en régression par rapport au Céno-manien. Le Sénonien sableux ne semble pas avoir recouvert la région.

Les accidents du socle ont continué à rejouer après les dépôts céno-manien, comme le montre en particulier l'abaissement relatif du Céno-manien inférieur au Sud de la faille du Layon (dénivellation atteignant 40 m à la Sansonnière, à l'Est de Thouarcé). On manque toutefois de repères pour préciser pendant combien de temps s'est poursuivie cette réactivation tectonique. Sur la feuille Thouarcé, les derniers rejeux seraient post-céno-manien, mais plus à l'Est, à Doué-la-Fontaine, des failles prolongeant l'accident du Layon recoupent les faluns helvétien.

### Tertiaire

Pendant l'Eocène la région est soumise à un régime exclusivement continental. Le climat intertropical provoque alors la dissolution puis la migration de silice qui, redéposée, "grésifie" les sables créta-cés (surtout sénonien, mais parfois aussi turonien et céno-manien). La feuille Angers (au Nord) présente un important développement des fameux Grès à Sabalites de Saint-Saturnin, dont l'âge ne saurait plus être discuté depuis que des travaux récents (N. Vaudois) ont montré l'identité de leurs fruits fossiles avec ceux de l'Eocène des environs de Londres. C'est donc à l'Eocène que, par analogie, nous avons attribué la silicification des blocs de grès épars sur la feuille.

Ni les calcaires et meulière lacustres qui succèdent à ces grès dans la stratigraphie régionale, ni les calcaires lagunaires stampien sus-jacents, n'ont été observés ici, bien qu'ils soient connus à proximité immédiate (feuille Saumur).

Le fait majeur pour l'histoire du Tertiaire régional a été l'ingression de la mer helvétienne dans un golfe complexe dessinant une étoile à trois branches centrée sur Angers, avec un bras s'étendant vers l'Est en direction de Blois et deux branches d'entrée : l'une venant de la Rance et l'autre de la côte vendéenne. La feuille Thouarcé chevauche la limite sud vraisemblable du golfe helvétien, à l'entrée d'un diverticule atteignant le Poitou (Mirebeau). La mer, peu profonde et où régnait une température tropicale, était agitée par des courants violents qui remaniaient les sables et les graviers du substrat créta-cé et les mélangaient aux restes d'une riche faune d'Invertébrés, remarquable par la prédominance des Bryozoaires (faciès "savignéen"). Les dépôts de cette "mer des faluns" sont typiquement sporadiques. On peut considérer les faluns de la présente feuille, par analogie avec ceux de la région de Doué-la-Fontaine (qu'ils semblent prolonger), comme un peu plus récents que ceux du Baugeois. Cet âge "vallésien" résulte de travaux récents sur les Mammifères (L. Ginsburg, 1980), et l'Hipparion de Martigné-Briand, connu depuis longtemps, n'apparaît plus désormais comme un élément insolite.

Au Pliocène, une nouvelle transgression, celle de la mer redonienne, submerge une grande partie de la Haute Bretagne et la moitié ouest de l'Anjou. Le semis d'îlots résiduels de sables coquilliers laissé par cette "seconde mer des

faluns" se limite vers l'Est au méridien d'Angers. La seule exception, remarquable, est celle des deux gisements voisins de Renauleau et de Beugnon, en Brigné. Les paléontologistes, à l'examen de la faune riche et bien conservée fournie par les deux gisements en question, leur ont attribué un âge redonien certain, avec toutefois "une nuance d'archaïsme". Cette remarque peut faire hésiter à dessiner, depuis Angers, une digitation vers Renauleau dans les reconstitutions paléogéographiques de la mer redonienne.

La mer des sables rouges amplifie la transgression redonienne en atteignant des niveaux plus élevés ; mais elle semble s'arrêter, elle aussi, au méridien d'Angers, sans toucher la feuille Thouarcé, où seul du Pliocène continental a été signalé.

En 1948, G. Mathieu emploie la dénomination "sables et graviers rouges de l'Anjou" pour une "formation continentale" très développée aux environs de Thouarcé et qu'il attribue au Pliocène. Nous expliquerons, lors de la description des terrains, pourquoi nous n'avons pas retenu cette interprétation et avons redistribué cette "formation" entre graviers estuariens cénomaniens et graviers helvétiques. Par contre, des revêtements de cailloux quartzeux, pouvant provenir de toute formation antérieure, cailloux fissurés et imprégnés à coeur par des oxydes ferriques, nous ont paru caractéristiques d'altérations de type latéritique que nous plaçons à la fin du Pliocène. En effet, des fragments de croûtes ferrugineuses les accompagnent parfois, et nous avons observé de tels revêtements caillouteux au-dessus des sables rouges du Redonien terminal (feuille le Lion-d'Angers). On notera par ailleurs que ces cailloux sont repris dans les plus hautes des terrasses quaternaires.

### Quaternaire

Les poussées de froid synchrones des grandes glaciations se sont marquées dans la vallée du Layon par au moins trois niveaux de terrasses climatiques étagées, qui sont signalées ici pour la première fois. Parmi les éléments grossiers constituant ces dépôts, on trouve de nombreux galets usés d'apports longitudinaux, issus du Cambrien de la région de Cléré (poudingues et rhyolites surtout) ; ils témoignent d'un débit et d'une charge inimaginables sous le climat actuel et dans un bassin aussi petit.

La région de Thouarcé a subi les actions éoliennes intenses des déserts froids périglaciaires puisqu'elle est encadrée par des loess : ceux de Rochefort et de Chalennes, bien datés de Würm (à l'Ouest) et ceux de Rigal, en Concourson (à l'Est). Nous n'y avons cependant pas reconnu de formations éoliennes bien caractérisées ; ainsi, les limons des pentes sud du Layon, qui sont des limons d'altération du Briovérien, ne sont imprégnés qu'en surface par des grains de sable éolisés ronds-mats, comme c'est le cas pour tout autre terrain meuble superficiel.

La dissymétrie des versants de la vallée du Layon, avec une pente moins raide en rive gauche, est évidemment due, pour la plus grande part, à la faille majeure qui a abaissé la rive sud. Les climats froids quaternaires ont encore accentué ces différences. La pente nord était plus ensoleillée, moins protégée contre le gel par la neige, davantage lavée par les eaux de fonte. Sur la pente sud, plus souvent à l'ombre, neiges et glaces stagnaient longuement, imbibant profondément le sol, préparant des solifluxions pâteuses. On trouvera donc des dépôts de pente plus raides et plus caillouteux en rive nord et, en rive sud, des

solifluxions très abondantes, en pentes molles, parfois avec bourrelet, et dont la masse a une dominante limoneuse très nette.

Les argiles holocènes tapissent le lit majeur du Layon. Dans son cours inférieur, elles témoignent de la remontée flandrienne post-glaciaire par leur grande épaisseur, atteignant 19 m près de Chalennes. Brusquement, à Saint-Aubin-de-Luigné, limite supérieure du retentissement des crues de Loire, elles passent à des épaisseurs de 1 à 2 m seulement, épaisseurs qui demeurent constantes sur le reste du parcours amont. Elles y sont plus chargées de lits sablonneux. On est alors manifestement hors de l'action flandrienne et il s'agit de simples limons d'inondation, coupés de lessivages latéraux.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### TERRAINS PRÉCAMBRIENS

**bξ. Série des Mauges ("Briovérien" métamorphique).** Sur la feuille Thouarcé, c'est à la série protérozoïque des Mauges qu'appartiennent en majeure partie les terrains du socle armoricain affleurant au S.S.W de l'accident du Layon. Les affleurements en sont relativement nombreux le long des rives encaissées du Layon et de ses affluents de rive gauche ; ils sont par contre rares sur la surface même du glacis des Mauges.

La série est constituée de métasédiments et de rares métavolcanites. Ces formations portent les traces de plusieurs phases de plissement synmétamorphe, la phase majeure étant accompagnée d'un gradient de métamorphisme qui, sur cette feuille, atteint l'isograde du grenat. De telles structurations et métamorphismes se rapportent aux événements orogéniques cadomiens, comme l'attestent, sur les feuilles voisines, les observations de discordance du Paléozoïque inférieur (cf. ci-dessus). Des déformations plus tardives, liées à des cisaillements, seraient, en partie au moins, d'âge paléozoïque. Il en serait de même pour des recristallisations métamorphiques superposées aux paragenèses des métamorphismes précédents.

#### ● Lithologie.

— *Schistes phylliteux et métagrauwackes albitiques.* Les séquences sédimentaires forment l'essentiel de la série. Elles sont faites d'alternances, métriques à décimétriques, de métapélites rubanées, à lits silteux et minces lits grésograuwakeux, et de métagrauwackes, parfois en bancs massifs mais plus généralement litées avec fins lits phylliteux. Les grauwalkes contiennent des clastes millimétriques de quartz et d'albite dans une matrice plus fine à quartz, albite et phyllites. Certaines grauwalkes verdâtres, assez répandues dans les ensembles grauwakeux, sont particulièrement riches en albite-oligoclase, associée à de l'épidote métamorphique, souvent à du sphène, parfois à de la calcite tardive. On trouve également en quelques points (chapelle de Pitié à la sortie de Gonnord sur la route d'Etiau ; mare à 300 m au Sud de la ferme de la Brosse, à mi-distance de Gonnord et de Montilliers) des grauwalkes claires, presque exclusivement albitiques. Au moins pour ces grauwalkes verdâtres et ces grauwalkes claires, sinon pour d'autres, une origine volcanique ou volcano-sédimentaire du matériel paraît probable ; le fait que les grauwalkes verdâtres à épidote soient intimement associées aux prasinites de la région de Cernusson, décrites ci-après, appuie cette interprétation.

Les coupes de rivière (Layon, Hyrôme, Javoineau, Lys) montrent qu'à l'échelle de la carte la série s'organise en séquences hecto-à kilométriques où dominent alternativement, soit les métagrauweekes, soit les métapélites. Quelques séquences grauweekeuses remarquables dessinent ainsi des bandes aux limites assez imprécises, de continuité mal assurée d'une coupe à l'autre (en raison du manque d'affleurement) et approximativement de direction N 100°E.

Au Nord du synclinal d'Ancenis, l'une de ces bandes, contenant des niveaux massifs de grauweekes à épidote, longe au Sud le sillon houiller depuis le Sud d'Ardenay jusqu'au Sud de Beaulieu-sur-Layon ; une autre, plus méridionale, passe par Saint-Lambert-du-Lattay.

Au Sud du synclinal d'Ancenis, les coupes mettent en évidence deux bandes grauweekeuses. La plus septentrionale passe par l'Espérance (à mi-route de Saint-Lambert et de Chemillé), Chanzeaux, le Sud de Champ-sur-Layon et le Sud de Faveraye-Machelles. Plus au Sud, les grauweekes jalonnent une bande qui va du Nord-Est de Chemillé vers Gonnord, le Nord de Montilliers et de Cernusson et le Sud de la Fosse-de-Tigné ; des grauweekes claires très albitiques et des grauweekes verdâtres à épidote s'y trouvent incluses ; elles alternent, au bord sud de la bande, avec les prasinites décrites plus loin.

D'après les données de l'analyse structurale, cette dernière séquence grauweekeuse de Gonnord, supportant au Sud les prasinites, puis des formations à dominance pélitique qui se suivent jusqu'au bord méridional de la feuille, se superposerait géométriquement (stratigraphiquement ?) à la séquence grauweekeuse plus septentrionale de Chanzeaux. Les relations sont plus difficiles à entrevoir avec les deux ensembles grauweekeux du Sud d'Ardenay et de Saint-Lambert-du-Lattay, du fait de la situation de ces derniers dans le couloir de cisaillement qui s'allonge entre le synclinal d'Ancenis et le sillon houiller.

— 5δ. *Schistes amphiboliques* ("prasinites"). Les schistes amphiboliques s'observent dans la région de Cernusson. A Cernusson même et plus au Nord (les Rois, le Pontereau), ils sont associés à des métagrauweekes vertes à épidote et à des schistes graphiteux dont l'extension, au flanc méridional de la séquence grauweekeuse de Gonnord, évoquée plus haut, est beaucoup plus grande que celle des seuls schistes amphiboliques reconnus. Un affleurement plus méridional (la Riaillerie) est associé à des métapélites.

De telles métavolcanites basiques possèdent une paragenèse métamorphique à actinote, albite-oligoclase, épidote (pistachite et clinzoisite), quartz. Certaines, en petits bancs massifs, ont de grands phénocristaux de plagioclase saussuritisé. D'autres, dépourvues de tels phénocristaux, sont finement rubanées, avec alternance de lits à actinote et épidote et de lits à quartz et plagioclase.

— 5χ. *Schistes et quartzites graphiteux*. Les métagrauweekes vertes à bancs de schistes amphiboliques qui viennent d'être évoquées sont associées, de Gonnord au Sud de Tancoigné par Montilliers et Cernusson, à des schistes et des quartzites graphiteux en bancs d'épaisseur décimétrique à métrique. Ces roches, toujours bien litées, ont une trame finement quartziteuse ou quartzosériciteuse, dans laquelle le graphite dessine de fins rubanements ; la pyrite est souvent présente.

### • **Métamorphisme.**

— *Métamorphisme prograde suivi de rétro-morphose dans la zone à chlorite (phases tectono-métamorphiques précambriennes) : Zch-bi. Zone à chlorite et localement zone à biotite (chloritisée) ; Zbi. Zone à biotite (chloritisée) ; Zg. Zone à reliques de grenat.* Les formations de la Série des Mauges ont acquis leur faciès cristallophyllien au cours d'épisodes tectono-métamorphiques successifs antérieurs aux transgressions du Paléozoïque inférieur.

Une première paragenèse est liée à l'acquisition, par l'ensemble des formations de la série, lors d'une phase tangentielle majeure, d'une foliation subhorizontale pratiquement concordante avec la stratification. Une telle foliation est soulignée par les minéraux phylliteux de cette paragenèse, ainsi que par des exsudations lenticulaires de quartz, particulièrement abondantes dans les métapélites rubanées. Un gradient positif caractérise ce métamorphisme. Sur la feuille Thouarcé, les schistes des Mauges appartiennent au moins à la zone à chlorite du faciès schistes verts que caractérise une paragenèse à quartz, albite, épidote, chlorite ; mais, pour une part notable de ces formations, l'intensité du métamorphisme a dépassé l'isograde de la biotite et, pour une part plus réduite affleurant au Sud de la feuille, l'isograde du grenat. On précisera que sur les feuilles plus occidentales, des travaux publiés ou en cours (études de J. Marchand, J. Le Métour, R. WYNS) font état, dans la Série des Mauges, d'une intensité du métamorphisme de faciès amphibolite qui est plus élevée encore, puisque les isogrades de la staurotite et de la sillimanite ont été localement atteints.

Le degré thermique atteint lors de ce métamorphisme prograde a pu s'abaisser ensuite jusqu'à ce que les formations affectées se trouvent de façon plus uniforme dans des conditions de métamorphisme épizonal. Celles-ci ont provoqué une rétro-morphose généralisée que souligne la chloritisation partielle ou totale de la biotite et du grenat là où les isogrades de ces minéraux avaient été atteints. A ces conditions est liée également une nouvelle paragenèse synschisteuse à chlorite et séricite, associée aux plis en chevrons qui reprennent la foliation métamorphique dans l'ensemble des Mauges.

La superposition de plusieurs paragenèses a rendu difficile la représentation cartographique du métamorphisme. En particulier, la chloritisation rétro-morphique de la biotite et du grenat n'a pas permis de retrouver l'extension réelle qu'ont pu avoir, lors du métamorphisme prograde initial, les zones limitées par les isogrades de ces minéraux. Celles-ci ont donc été représentées avec leur extension minimale, au bénéfice d'une zone à chlorite où des reliques de biotite attestent, localement au moins, d'un degré métamorphique initial plus élevé. Tels qu'ils ont été figurés les isogrades indiquent, en tous cas, une croissance du métamorphisme vers le Sud.

— *Métamorphisme superposé (paléozoïque ?) : Fbi. Recristallisation de contact à biotite.* Dans la région de Cossé-d'Anjou (coin sud-ouest de la feuille), on observe, dans les métapélites rubanées des Mauges, le développement d'une biotite en petits cristaux, très brune et très pléochroïque, tendant à s'orienter indépendamment de la foliation et constituant parfois (Ouest de Cossé-d'Anjou) des taches pluri-millimétriques. Une petite muscovite peut accompagner cette biotite et la recristallisation du fond quartzeux en une fine mosaïque est assez typique des roches qui contiennent cette paragenèse. On rapportera celle-ci à un métamorphisme thermique, d'âge sans doute paléozoïque, qui se serait déve-



loppé au toit d'un dôme granitique dépendant, peut-être, du massif plus méridional de Vezins.

### ● Structures.

— *Foliation*. On lie à une phase cadomienne majeure la foliation des schistes des Mauges, dont a déjà été soulignée la concordance avec la stratification. Des petits plis, de taille infra-décimétrique, lui sont associés ; ils sont synchisteux intrafoliaux, ou post-schisteux isoclinaux reprenant la foliation, avec laquelle se confond leur plan axial ; ils ont été observés en quelques points seulement, comme, par exemple, le long de la vallée de l'Hyrôme (aux alentours de Chanzeaux ou près de la Ferté), ou encore le long du Javoineau (à proximité d'Etiau en particulier). H. Diot (1980) associe encore à la foliation une linéation minérale d'allongement, relevée le long de la coupe de l'Hyrôme, et les résultats de son étude de l'orientation préférentielle de l'axe C du quartz l'autorisent à considérer la foliation des Mauges comme le résultat d'une déformation cisailante, avec un plan de cisaillement proche de cette foliation.

La foliation, subhorizontale à l'origine, a souvent gardé cette attitude, comme en témoignent de nombreuses mesures, au S.SW du synclinal d'Ancenis, dans les "Mauges proprement dites" ; il n'en est pas de même, en raison des déformations postérieures, au N.NE du synclinal, dans une zone dite "d'Ardenay — Thouarcé" dont la limite cartographique avec le domaine précédent est marquée, au-delà de la fermeture orientale du synclinal paléozoïque, par une "ligne de flexuration" indiquant, dans les terrains protérozoïques, le changement général d'attitude de la foliation.

— *Plis en chevron*. Dans les "Mauges proprement dites", les ensembles à dominance de grauwackes massives présentent le plus souvent une foliation subhorizontale à peine déformée par des ondulations ouvertes et de faible amplitude. Ces ondulations passent, dans les ensembles plus pélitiques, à des plis en chevrons d'axes subhorizontaux, associés à une schistosité et, comme on vient de le voir, à un métamorphisme épizonal d'âge protérozoïque. On considère comme significatives de ces plis les directions N 110-140°E des axes des chevrons, ainsi que les pentes faibles, inférieures à 30°, de leurs plans axiaux vers le Sud-Ouest. Souvent très fermés, d'amplitude décimétrique, les plis en chevron sont généralement symétriques dans la moitié nord de la feuille, mais deviennent dissymétriques vers le Sud, leur déversement général vers le Nord-Ouest étant alors nettement indiqué.

— *Cisaillements senestres*. Dans ce même domaine des Mauges proprement dites, les mesures structurales font ressortir des rotations locales des axes des chevrons vers une direction N 110°E, accompagnées d'un redressement, jusqu'à la verticale, de leurs plans axiaux. Ces variations sont progressives et expriment une reprise des plis en chevron par une tectonique cisailante senestre N 110°E, localisée le long de couloirs plus ou moins larges. Le mieux marqué de ces couloirs est le plus septentrional ; il longe la bordure méridionale du synclinal d'Ancenis depuis l'Ouest de Chalonnes jusqu'à l'extrémité orientale du synclinal ; il se rapporte à une tectonique cisailante dont l'âge serait fini-cadomien, puisqu'elle est scellée par la discordance des grès de base arenigiens. Plus au Sud (depuis une ligne Chanzeaux — Faveraye-Mâchelles jusqu'au bord méridional de la feuille), la tectonique cisailante s'exprime, dans des couloirs N 110°E aux tracés plus imprécis, non seulement par les mêmes rotations des directions axiales et par les mêmes redressements des plans axiaux, mais également, dans les niveaux schisteux, par des microgaufrages

dont les axes ont des directions N 110°E très constantes ; on s'est posé (cf. plus haut) la question d'un âge paléozoïque éo-dévonien de ces reprises cisailantes locales des plis cadomiens qui concernent toute la moitié sud de la feuille Thouarcé.

— *Déformations de la foliation dans la "zone d'Ardenay — Thouarcé"*. Au N.NE du synclinal d'Ancenis et de la "ligne de flexuration" qui le prolonge axialement à l'Est, la foliation métamorphique des schistes protérozoïques, en continuité avec celle des Mauges proprement dites, prend une attitude très régulièrement pentée vers N 30°E, parfois redressée jusqu'à la verticale. Cette attitude générale est alors en accordance avec celle des schistosités qui s'observent dans les formations paléozoïques avoisinantes, qu'elles appartiennent au synclinal d'Ancenis, au sillon houiller ou à la partie méridionale du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire. Les plis en chevron d'axes subhorizontaux, qui étaient peut-être marqués ici à l'origine avec moins d'intensité que dans les Mauges, n'ont été que rarement entrevus dans cette zone. On y observe par contre fréquemment, aux abords de la faille du Layon et du sillon houiller, des petits plis en Z d'axes subverticaux, associés à une schistosité de fracture et indiquant un cisaillement dextre ; les mêmes plis en Z se retrouvent dans les formations houillères qui longent le socle protérozoïque, de l'autre côté de la faille du Layon. On attribuera alors pour l'essentiel les déformations de la foliation métamorphique des Mauges, dans la zone d'Ardenay — Thouarcé, aux serrages anté-et post-namuriens, accompagnés de chevauchements mutuels, vers le S.SW, des grandes unités structurales protérozoïques et paléozoïques qui avoisinent la faille du Layon, ainsi qu'au jeu cisailant dextre de cette même faille.

## TERRAINS PALÉOZOÏQUES

### Bassin d'Ancenis

01. **Formation du moulin de Châteaupanne (Arenig)**. Les relations entre Paléozoïque et Protérozoïque supérieur sur la rive gauche de la Loire, en bordure méridionale du Bassin d'Ancenis, déjà illustrées plus à l'Ouest par la feuille Chalennes-sur-Loire, ont pu être précisées ici. Un grand accident, dont la direction, à l'Est du méridien de Montjean, demeure voisine de N 110°E, met brusquement en contact les phyllades sériciteux et les méta-grauwackes albitiques de la Série des Mauges, au Sud, avec un ensemble périto-quartzitique non métamorphique, attribuable à un "Ordovicien post-Arenig" (Complexe du château de Montaigu). Des témoins de l'extrême base détritique du Paléozoïque régional ont toutefois été localement respectés par la tectonique hercynienne cassante et jalonnent cet accident de manière discontinue. Cette Formation du moulin de Châteaupanne a livré en plusieurs gisements de petits Brachiopodes inarticulés et de gros Conodontes (*Acontiodus franconicus*, *A. recurvatus*, *Drepanodus crassus*), qui ont permis à M. Lindström de la rapporter à l'Arenig. En deux points, sur la feuille Chalennes-sur-Loire (moulin de Châteaupanne, ruisseau de la Guinière), on peut voir les grès, brèches et pélites (souvent pourprées) qui la constituent, indemnes de tout métamorphisme, surmonter en nette discordance les épischistes plissotés du Briovérien des Mauges. Le plus souvent, toutefois, les affleurements se réduisent à des lambeaux pincés entre failles parallèles à l'accident principal.

C'est à ce dernier type d'affleurement qu'appartiennent les cinq minuscules témoins de la "série de base" découverts plus ou moins récemment au long du

contact Paléozoïque — Briovérien, sur une vingtaine de kilomètres, entre le Sud de Chalonnes-sur-Loire et Saint-Lambert-du-Lattay.

Les deux jalons les plus occidentaux sont situés sur le territoire de la feuille Chemillé (P. Cavet, H. Lardeux, A. Philippot, 1971) ; l'un se trouve à 0,5 km à l'E.S.E du château de Montaigu et l'autre à 1,2 km à l'E.S.E du même point. Le troisième lambeau est recoupé par le méridien-limite des feuilles Chemillé et Thouarcé à 250 m environ au Nord-Est du Haut-Verger (feuille Chemillé) et à 1,250 km à l'Est de Chaudefonds-sur-Layon (feuille Thouarcé). Les deux autres affleurements sont localisés sur le territoire couvert par la présente feuille. A l'Ouest, celui des Coteaux est visible en bordure méridionale de la vallée du Layon, à 0,6 km au Sud-Ouest du clocher de Chaudefonds (soit à 180 m au Nord-Ouest du hameau des Coteaux). Quant au dernier témoin, le plus oriental qui soit actuellement connu pour la Formation du moulin de Châteaupanne, il a été découvert à 300 m à l'W.SW de la ferme de la Coulée, située elle-même à 1 km à l'W.SW de Saint-Lambert-du-Lattay.

Sous l'angle lithologique, les dépôts entrant dans la constitution de notre série détritique de base (dont la puissance n'excède pas quelques dizaines de mètres) sont remarquables par la constance de leurs faciès sur tout le territoire étudié. On précisera à ce propos que la découverte de débris végétaux d'âge vraisemblablement carbonifère dans le Poudingue de la Hubaudière (M. Lindström, inédit) ne permet plus de l'assimiler, comme le faisait la feuille Chalonnes-sur-Loire, à la Formation du moulin de Châteaupanne.

Le faciès le mieux représenté dans les débris qui jalonnent les cinq affleurements énumérés plus haut serait celui de grès blanchâtres à jaunâtres, à ciment quartzeux ; leurs grains de quartz, souvent un peu anguleux, varient de grossiers à moyens et s'accompagnent de quelques grains de cherts noirs et de glauconie silicifiée ; ces grès passent à des micropoudingues et l'on observe aussi des galets disséminés, essentiellement quartzeux, atteignant un ou deux centimètres. Les pélites argileuses, beiges ou grisâtres, fissiles et micacées, sont moins bien représentées, en raison d'une altération plus facile. Enfin, deux localités, le Haut-Verger et les Coteaux, permettent d'observer la série de base sous ses faciès dits "pourprés", particulièrement caractéristiques, tels qu'on les connaît par exemple, plus à l'Ouest (feuille Chalonnes) aux Deux-Croix, aux Pommeaux et au moulin de Châteaupanne. Il s'agit alors tantôt de brèches à matrice argilo-pélimitique d'un brun rougeâtre et à nombreux éléments de schistes briovériens, tantôt de pélites gréseuses de même teinte.

**02-d2. Complexe des schistes et quartzites du château de Montaigu (principalement ordovicien).** Ce complexe, dont le type a été choisi, sur la feuille Chemillé, au château de Montaigu (3 km W.SW de Chaudefonds), présente, on le sait, des relations systématiquement faillées avec la Série des Mauges. Le contact précis n'a pu être observé qu'en quelques points ; mais le hiatus métamorphique et structural prononcé existant entre les deux ensembles ainsi juxtaposés conduit à tracer, en bordure méridionale du Bassin d'Ancenis, un grand accident orienté N 110°E, affecté par un certain nombre de décrochements N 20-30°E et souligné par une légère rupture de pente qui met en relief le Pays des Mauges. Vers le Nord, les rapports de ces schistes et quartzites avec la Formation de Chalonnes comme avec le Complexe du Tombeau-Leclerc sont en revanche, ainsi qu'on le verra plus loin, d'interprétation beaucoup plus délicate.

Des schistes, indemnes de métamorphisme, mais très altérés et affleurant mal, jouent ici le rôle essentiel. Les pendages s'y font habituellement vers le

Nord et, sauf pour les passées les plus intensément tectonisées, la schistosité y coïncide approximativement avec la stratification.

Vers la base présumée du complexe, immédiatement au contact de la faille bordière, on observe localement, sur quelques mètres, des pélites argileuses d'un beige grisâtre, très fissiles et finement micacées; ces "Schistes de Piffaumont", définis plus à l'Ouest, ne sont pas sans rappeler certaines pélites beiges de la Formation du moulin de Châteaupanne, à laquelle ils pourraient encore appartenir.

Hors de ce contexte, la phase schisteuse ne montre plus que des teintes sombres, franchement noires pour les échantillons prélevés en profondeur, et dénotant une certaine teneur en graphite, sans que l'on puisse parler d'ampélites. Le faciès habituel est celui de schistes gris ou noirs, un peu gréseux et régulièrement fissiles, à surfaces de clivage surchargées en mica blanc détritique réparti en plages irrégulières; les délits schisteux montrent fréquemment, en relief, des terriers sinueux et ramifiés appartenant au groupe des *Chondrites* (anciennement *Fucoïdes*, d'où le nom de "Schistes à *Fucoïdes*" utilisé jadis). Les passées plus argileuses, habituellement pyriteuses et très tectonisées, n'ont ici rien d'exceptionnel.

Tous ces caractères peuvent être observés à l'affleurement dans les talus de deux routes parallèles, distantes d'environ 200 m, qui prennent naissance au Sud des anciennes carrières de Chaudfonds et qui conduisent, en direction S.S.W, l'une aux Coteaux et l'autre à la Belloueterie.

Ces deux coupes, et quelques autres, ont également permis de constater l'existence d'*intercalations quartziteuses* (G) au sein de ces divers "schistes" et d'en préciser le mode de gisement. Ce sont des grès quartzeux, assez purs, à ciment quartzo-phylliteux peu abondant, passant à des grès-quartzites, et dont la teinte, généralement claire, peut passer au gris sombre. Plutôt qu'à des bancs homogènes et régulièrement interstratifiés, on a généralement affaire à de simples passées, d'allure lenticulaire, puissantes d'un mètre à quelques mètres, où les bancs siliceux, centimétriques à décimétriques, alternent capricieusement avec des interlits quartzo-phylliteux. De telles passées caractériseraient surtout la partie méridionale du complexe, où elles se répètent à plusieurs niveaux; mais elles sont, pour la plupart, aussi minces que discontinues, et seules quelques-unes ont pu être représentées.

Ces grès plus ou moins quartzitiques ne doivent pas être confondus avec certains *grès et pélites à quartz sphériques* dont les intercalations, apparemment très rares au Sud, prennent en revanche un développement remarquable dans la zone septentrionale d'affleurement du complexe, à l'Est du méridien de Saint-Aubin-de-Luigné; mais on ne les connaît guère que sous forme de débris, localement très abondants, et elles n'ont pas pu être figurées. La matrice, de nature pélito-gréseuse et plus ou moins schistosée, confère à ces roches des teintes qui varient du clair au sombre. La caractéristique essentielle est représentée ici par de gros quartz arrondis et mats, dont le diamètre atteint un ou deux millimètres, tantôt simplement disséminés, tantôt très abondants et laissant dans leur matrice une empreinte cupuliforme. Il s'y ajoute fréquemment des fragments lithiques variés de forme polyédrique, atteignant un centimètre dans leur plus grande dimension, et dont l'étude pétrographique reste à faire.

Signalons aussi la présence, çà et là, de *nodules* gréseux, atteignant en moyenne les dimensions d'un poing et emballés dans des schistes de type banal.

D'autres nodules, ellipsoïdaux, de nature quartzitique, très durs et très sombres, voire franchement noirs, et dont les dimensions vont de quelques centimètres à une quinzaine de centimètres, sont plus caractéristiques (halte des Fourneaux, sur la feuille Chemillé; coupe du ruisseau des Hardières à l'Ouest de Saint-Lambert-du-Lattay et tranchée du chemin des Petites Tailles, à 1 km au Sud-Ouest de cette localité, sur la présente feuille).

L'absence apparente de toute intercalation "phtanitique" dans ce contexte doit être soulignée.

Aucun fossile caractéristique n'a encore été récolté dans le Complexe du château de Montaigu sur le territoire de la carte. Mais sa superposition aux "Schistes de Piffaumont", que leur faciès permet de rattacher à la série détritico de base, la présence dans le même contexte de fragments de Trinucléidés sur les feuilles Chemillé et Chalennes-sur-Loire, et aussi l'existence de nettes analogies avec les "Schistes et quartzites de Pierre-Meslière" (feuille Ancenis), bien datés à leur base par une faune trilobitique llanvirnienne, suggèrent que cet ensemble appartient pour l'essentiel à un "Ordovicien post-arenigien" (P. Cavet *et al.*, 1971).

#### d4C, d4G. Formation de Chalennes (Givétien).

d4C. **Calcaire de Chalennes.** De nombreuses lentilles récifales de calcaires dévoniens, plus ou moins volumineuses et irrégulièrement espacées, jalonnent à faible distance le bord méridional du Bassin d'Ancenis, entre les méridiens de Liré (à l'Ouest) et de Saint-Aubin-de-Luigné. Les plus orientales, qui étaient il y a peu de temps encore activement exploitées en carrières, intéressent le territoire de la présente feuille, où elles sont en partie masquées, à l'Est de Chaudefonds, par un placage de cailloutis d'origine cénomanienne. Ce sont, d'Ouest en Est, les lentilles de Tarare, de Crépichon, du bourg de Chaudefonds, du Fourneau Saint-Julien (ou de l'Est des Herrines), des Cantines, de l'Orchère et de la Fresnaye. On peut également rapporter à ce calcaire de Chalennes trois autres petits affleurements, visibles en position plus septentrionale, l'un au Nord de la lentille du bourg de Chaudefonds et les deux autres au Nord de la lentille des Cantines.

Ce sont en moyenne des calcaires massifs ou en bancs épais, à grain fin et de teinte plutôt sombre, localement riches en Brachiopodes, voire en Bivalves et Ostracodes, mais presque dépourvus de Trilobites et n'ayant encore livré aucun Conodonte. Ces calcaires sont, par places, littéralement pétris d'organismes récifaux (Tétracoralliaires, Tabulés, Stromatoporoidés). L'étude de ces derniers avait conduit D. Le Maître (1934) à rapporter globalement la Formation de Chalennes à la limite Dévonien inférieur — Dévonien moyen (Emsien supérieur — Eifélien inférieur). Mais les déterminations sur lesquelles reposait cette interprétation devraient être revues à la lumière des travaux modernes. Une telle révision s'impose d'autant plus que la découverte de microfaunes dans des microfaciès associés aux horizons à Polypiers a conduit récemment M. Dubreuil et D. Vachard (1979) à rajeunir notablement le Calcaire de Chalennes en le rapportant au Givétien. Cette attribution stratigraphique nouvelle repose en particulier sur l'association *Parathuramina apertura*, *P. elegans*, *Auroria cf. singularis* et *Amphipora ramosa*.

La nature des relations existant entre Calcaire de Chalennes et Complexe du château de Montaigu demeure obscure. La découverte de plusieurs spécimens de *Dicellograptus cf. forchammeri*, d'âge ordovicien supérieur, dans le front de

taille méridional de la carrière de Châteaupanne (feuille Chalonnnes-sur-Loire), à moins d'un mètre et en concordance apparente, au-dessous du Calcaire de Chalonnnes, dans des pélites sombres difficilement séparables des schistes et quartzites méridionaux, suggère l'indépendance stratigraphique, sinon structurale, des deux ensembles (P. Cavet *et al.*, 1971, M. Dubreuil et D. Vachard, 1979).

Des relations analogues peuvent être observées en quelques points sur le territoire de la carte. C'est ainsi que, tout-à-fait à l'Ouest, la partie orientale du bord sud de la lentille calcaire de Tarare a permis à M. Dubreuil et D. Vachard (renseignement verbal) de relever la coupe suivante (du Sud au Nord et de bas en haut) :

- argilites micacées noires à cassure conchoïdale, azoïques mais rappelant celles qui, à la base de la lentille de Châteaupanne, ont livré des *Dicellograptus* ;
- pélites altérées, à gros grains de quartz sphériques et vagues débris végétaux (0,25 m) ;
- calcaires gréseux à gros quartz sphériques, petits quartz anguleux et Ostracodes (0,10 m) ;
- calcschistes bruns décalcifiés (0,30 m) ;
- calcaire gris cristallin, gréseux, avec *Bisphaera*, *Parathuramina* et *Girvanella* (1 m) ;
- pélite noire (0,10 m) ;
- calcaire gris cristallin, gréseux.

d4G. **Grès à Psilophytes.** La puissance de ce nouvel ensemble, qui atteint une cinquantaine de mètres à la carrière de Châteaupanne (feuille Chalonnnes-sur-Loire) paraît ici plus réduite. Il s'agit d'une alternance, en lits décimétriques, de grès feldspathiques jaunâtres ou verdâtres et de pélites gréseuses plus ou moins sombres. Les grès renferment, plus souvent que les pélites et en relative abondance, de menus débris de végétaux vasculaires flottés, indéterminables, mais considérés comme très primitifs et rapportés traditionnellement au groupe des Psilophytes.

Sur la feuille Chalonnnes-sur-Loire, ces schistes et grès affleurent en général immédiatement au Nord du Calcaire de Chalonnnes qu'ils surmontent en superposition stratigraphique normale, d'où l'hypothèse, reprise par M. Dubreuil et D. Vachard (1979), selon laquelle la sédimentation bio-chimique givétienne aurait été étouffée par de brusques apports détritiques terrigènes, ce qui revient à faire des Grès à Psilophytes le membre supérieur de la Formation de Chalonnnes. Mais si, sur la feuille Thouarcé, de telles relations sont bien celles que l'on constate pour les deux affleurements occidentaux, où l'ensemble étudié ici surmonte immédiatement, vers le Nord, les calcaires de Crépichon et ceux du bourg de Chaudefonds, il n'en va plus de même aux deux autres affleurements : les Grès à Psilophytes se trouvent en effet immédiatement au Sud, et apparemment au-dessous, des calcaires jadis exploités aux carrières des Cantines et de l'Orchère. Une telle disposition ne pourrait s'expliquer, selon M. Dubreuil et D. Vachard, que par le renversement tectonique local de la Formation de Chalonnnes.

s1-d2. **Complexe du Tombeau-Leclerc (Silurien et Dévonien inférieur).** La délimitation cartographique proposée ici pour ce nouveau complexe doit être tenue pour provisoire, et il convient dès lors d'émettre les plus grandes réserves relativement à la nature de ses contacts avec les unités voisines. Ces incertitudes trouveraient une explication, au moins partielle, dans l'interprétation présentée récemment par M. Dubreuil (1980), qui voit dans l'Unité du

Tombeau-Leclerc non plus le contenu d'un horst délimité par deux failles directionnelles parallèles (P. Cavet *et al.*, 1971), mais un ensemble sédimentaire chaotique, tirant son origine d'une unité septentrionale aujourd'hui disparue et dont la mise en place n'aurait eu lieu, sous la forme d'un olistostrome, qu'au début du Dinantien. Cette hypothèse assimile à des olistolithes, dispersés au sein d'une enveloppe sédimentaire commune, schisto-gréseuse et azoïque, un bon nombre de "pointements" fossilifères, connus pour la plupart depuis longtemps, lithologiquement variés et attribuables sans équivoque les uns au Silurien et les autres au Dévonien inférieur. Selon H. Diot (1980), il serait possible de distinguer ici deux ensembles litho-stratigraphiques, qui auraient été superposés par une tectonique frasnno-dinantienne cisailante :

- un ensemble inférieur méridional, d'âge anté-givétien, emballant sous forme d'olistolithes les "pointements" fossilifères dont il vient d'être question ;
- un ensemble supérieur septentrional, silurien à sa base, mais passant vers le haut au Frasnno-Dinantien.

Il paraît difficile, dans l'état actuel des connaissances, de trancher en faveur de cette dernière hypothèse ou de celle de M. Dubreuil ; on notera toutefois que l'une et l'autre présentent au moins deux points en commun : l'allure olistolithique des gisements fossilifères et le passage progressif du complexe au Dinantien.

● **Gisements fossilifères.** Les gisements fossilifères appartenant au Complexe du Tombeau-Leclerc et se trouvant sur le territoire de la carte peuvent être répartis en deux groupes, l'un silurien et l'autre dévonien inférieur, aucun fossile attribuable à l'Ordovicien n'ayant encore été signalé, ici-même ou plus à l'Ouest, dans un tel contexte (P. Cavet *et al.*, 1971).

- *Groupe silurien* : Ph. *Phtanites* (et formations assimilées). De minces bancs de *phtanites* (microquartzites graphiteux), souvent noirs, à cassure esquilleuse, sont visibles sur une longueur de quelques mètres à 50 m environ, à l'E.SE de la ferme du Paradis (300 m au Nord-Ouest de Chaudefonds). Ils ont fourni quelques Graptolites qui en font les équivalents de la Formation des Phtanites à *Monograptus lobiferus*, dont l'affleurement le plus remarquable est celui des Fresnays (coin sud-est de la feuille Chalonnnes-sur-Loire) et qui appartient au Llandovery.

La présence, à l'état de débris, de phtanites très noirs, identiques aux précédents, a été également constatée dans les champs situés à 200 m environ au Nord-Ouest du calvaire de Chaudefonds (ou, ce qui revient au même, du carrefour des routes de Princé et d'Ardenay). On peut voir en ce même point des débris de calcaires en minces plaquettes, compacts et de teinte jaune-crème, rappelant beaucoup certains calcaires associés intimement, aux Quatre-Moulins de Chalonnnes, à des pélites riches en Monograptidés du Ludlow.

Des *pélites mauves*, associées à des schistes sombres et micacés, ont été mises à jour par des labours profonds, en bordure d'une vigne, sur une longueur de quelques mètres, en un point situé approximativement à 600 m à l'E.NE de Chaudefonds. Ces pélites, qui ont fourni de nombreuses empreintes indéterminables de Monograptidés, rappellent par leur faciès le Ludlow des environs de Chalonnnes. Par souci de simplification, elles ont été représentées avec la teinte des phtanites. C'est, en revanche, par erreur que l'on a figuré, un peu plus au Sud-Est, un troisième affleurement "silurien" là où l'on ne voit qu'une mince intercalation gréseuse, d'âge indéterminé.

— *Groupe dévonien inférieur: C. Calcaires. Le Calcaire du Coteau du Pont*, récemment découvert à 100 m à l'Ouest du calvaire de Chaudefonds, dans l'enceinte d'une habitation privée, et étudié par H. Lardeux, se présente comme une petite masse olistolithique de quelques mètres cubes (2 m x 2 m x 1,50 m), isolée en contexte schisteux. Il s'agit d'un calcaire crinoïdique, en bancs décimétriques et centimétriques, identique par son faciès à celui qui forme le célèbre lentille du Calcaire de la Grange. Cette dernière était encore assimilée, sur la feuille Chalonnnes-sur-Loire, au Calcaire de Chalonnnes; mais tout indique qu'elle appartient en fait, comme c'est bien le cas pour le Calcaire du Coteau du Pont, au Complexe du Tombeau-Leclerc. La présence, dans les deux formations, d'une faune de Tentaculites, avec *Nowakia cancellata*, *Styliolina* cf. *glabra*, *Styliolina* sp. et *Costulatostyliolina* sp., a permis à H. Lardeux (1980) de les rapporter au Dalejien (équivalent "bohémien" approximatif de l'Emsien terminal).

*Calcaire du Chemin des Caves.* A 150 m environ à l'Est du centre de Chaudefonds, le chemin des Caves recoupe deux bancs, épais chacun de 5 ou 6 m, séparés par une intercalation schisteuse de même épaisseur et constitués par un calcaire de teinte beige. Ils ont livré en relative abondance *Nowakia* aff. *cancellata*, proche de *Nowakia richteri*, et appartiendraient donc, eux aussi, au Dalejien (H. Lardeux, 1980).

*Calcaire de Valet.* Nous conservons pour cette formation (d'abord connue sous le nom de "Calcaire de Chaudefonds") l'orthographe, consacrée par la littérature, de Calcaire de "Valet", plutôt que de "Valette", et cela bien que cette dernière graphie soit celle qui figure, pour quatre lieux-dits voisins de la lentille en question, sur le fond topographique à 1/25 000. La localité éponyme est, plus précisément, la ferme de Valette, située à 1,1 km à l'E.NE de Chaudefonds, la lentille se trouvant elle-même à 350 m à l'W.NW de la dite ferme.

On voit encore en ce point une excavation pleine d'eau, montrant la roche en place à sa périphérie. De forme approximativement elliptique, elle mesure 65 m selon son grand axe (orienté W.NW—E.SE) et 35 m selon la direction perpendiculaire; mais l'extension réelle des faciès carbonatés doit être plus importante. L'étude pétrographique et paléontologique a été effectuée par D. Le Maître (1934) et, plus récemment, par J. Pillet (1973). Il s'agit en moyenne de calcaires gris, souvent assez sombres, à stratification plus ou moins confuse, avec pendages vers le S.SW. Au Nord-Est, un banc crinoïdique, très riche en Tétracoralliaires, Brachiopodes et Trilobites, a fourni l'essentiel de la faune. Un autre gisement, constitué par de nombreux fragments ramenés par la charrue le long de la bordure méridionale de l'excavation, est remarquable par sa richesse en Trilobites désarticulés (*Phacops*, *Crotalocephalus*, *Harpes...*). Selon D. Le Maître, l'ensemble de la macrofaune donnerait un âge emsien supérieur — eifélien inférieur. J. Pillet a été conduit à la même conclusion par l'étude des Trilobites. Ce résultat est également en accord avec la présence, à Valet, de Tentaculites: quelques spécimens de *Costulatostyliolina* sp. et deux fragments d'une forme de *Nowakia* comparable à *N. holynensis*, caractéristique, en Bohême, du Dalejien supérieur (H. Lardeux, 1980). De nouvelles précisions, d'ordre stratigraphique, devraient pouvoir être apportées prochainement grâce à l'étude des Conodontes, relativement abondants ici. On soulignera en terminant le caractère très original du Calcaire de Valet au sein du Complexe du Tombeau-Leclerc.

● *Schistes et grès encaissants.* La route menant de Chaudefonds à Ardenay permet d'étudier dans de bonnes conditions d'affleurement, au Nord de la



Formation de Chalonnnes (Calcaire de Crépichon et Grès à Psilophytes), les assises schisto-gréseuses auxquelles sont associés les pointements fossilifères décrits plus haut. De nombreuses allusions ont déjà été faites dans la littérature à cette coupe de la "montée d'Ardenay" (A. Carpentier et J. Péneau, 1935 ; H. Lardeux, J. Pillet et P. Semenoff Tian Chansky, 1961 ; A. Moreau-Benoît, 1974 ; M. Dubreuil, 1980). Mais c'est à l'étude détaillée de H. Diot (1980) que nous nous référerons pour présenter la succession observable entre les Grès à Psilophytes et le Complexe gréséo-pélimitique frasno-dinantien, le long d'une coupe de 250 m, orientée du Sud au Nord, et dans laquelle la stratification reste voisine de la verticale, ou plonge fortement au Nord.

Les assises méridionales, dont le contact avec les Grès à Psilophytes n'est pas visible, affleurent à proximité immédiate du carrefour du calvaire, dans une petite carrière abandonnée située immédiatement à l'Ouest, et aussi au départ de la route de Princé. Il s'agit de schistes argileux sombres, avec intercalations de grès blancs micacés, ces derniers présentant des figures de glissement syn-sédimentaires du type *slump-balls*. C'est dans ce contexte que se situe l'olistolithe du Coteau du Pont, décrit plus haut.

Viennent ensuite, sur environ 150 m, des schistes gris-bleu, micacés, à rares et minces intercalations de grès clairs à quartz anguleux et feldspaths, et renfermant localement des nodules argilo-pélimitiques ou finement gréseux, de dimensions centimétriques.

Plus au Nord, après une lacune d'observation d'une dizaine de mètres, des schistes analogues aux précédents, mais renfermant des quartz sphériques disséminés, admettent une très mince passée (4 cm) de phtanites à Radiolaires, puis des intercalations gréseuses riches en quartz sphériques.

A cet ensemble, puissant d'une dizaine de mètres, succède, sur une épaisseur comparable, selon une alternance régulière, des lits centimétriques de grès fins et des interlits argileux millimétriques.

La zone suivante montre, sur 35 m environ, une formation gréséo-pélimitique de teinte sombre et à stratification plutôt confuse, remarquable par sa richesse en quartz sphériques de grandes dimensions (0,5 à 4 mm) ; ces derniers, qui se présentent comme des ronds-mats éoliens, peuvent constituer jusqu'à 50 % de la roche. Tous ces caractères se retrouvent un peu plus à l'Est, en parfait prolongement directionnel, au pied du mur d'enceinte occidental du cimetière de Chaudefonds. On ne peut évidemment que souligner ici l'analogie existant entre cet ensemble et les grès et pélites à quartz sphériques rapportés plus haut au Complexe du château de Montaigu, à l'Est du méridien de Saint-Aubin-de-Luigné.

d5-h2. **Complexe gréséo-pélimitique frasno-dinantien ("Culm")**. La carte montre, à l'W.NW de Chaudefonds, la terminaison orientale d'un puissant complexe gréséo-pélimitique, attribué au Frasnieu et au Dinantien, et qui présente plus à l'Ouest (feuilles Chalonnnes et Ancenis) un développement considérable au coeur du Bassin d'Ancenis. La description du petit affleurement en question ne saurait être dissociée de celle de la "montée d'Ardenay" ; nous savons déjà, en effet, qu'un consensus se dégage en faveur d'un passage progressif du Complexe du Tombeau-Leclerc au Culm.

Selon H. Diot (1980), des schistes bleutés, argileux et micacés, font suite vers le Nord en apparente continuité à la formation gréséo-pélimitique décrite plus haut.

On y constate la disparition progressive, sur un ou deux mètres, des quartz sphériques et la présence de deux "lentilles" décimétriques d'un calcaire gris ; ce dernier a livré à H. Lardeux *et al.* (1961) des fossiles attribuables à un Frasnien *sensu lato* : des Foraminifères, *Girvanella* et deux espèces de Polypiers simples : *Macgea gallica*, bien représentée dans le Frasnien de Ferques (Boulonnais) et *Neostriangophyllum* sp., genre connu dans le Givétien supérieur et le Frasnien d'Allemagne, de l'Oural et de l'Arménie.

Plus au Nord, les teintes lie-de-vin tendent à l'emporter dans la phase pélique, et l'on note la présence d'intercalations plus ou moins grossièrement conglomératiques, voire bréchiques, à éléments de grès arkosique, de quartzite, de calcaire, de "lydienne" et (ou) de "phtanite".

L'ensemble, visible ici sur une soixantaine de mètres, bute brusquement par faille contre le Briovérien du horst d'Ardenay, au-delà duquel on entrerait dans le graben du Sillon houiller de la Basse-Loire.

### Synclitorium de Saint-Georges-sur-Loire

Les formations paléozoïques qui participent au synclitorium de Saint-Georges-sur-Loire occupent la partie septentrionale de la feuille, au Nord d'une ligne Saint-Aubin-de-Luigné — Martigné-Briand jalonnée, le long de la vallée du Layon, par les accidents qui limitent le sillon houiller namurien et le séparent des Mauges précambriennes.

Leurs affleurements sont souvent masqués par d'épaisses altérites en partie anté-cénomaniennes (forêts de Brissac et de Beaulieu) et, dans la partie orientale de la feuille, ils disparaissent largement sous la couverture sédimentaire. Il en résulte des conditions d'observation moins favorables que celles offertes par les feuilles voisines Angers, Chalonnes-sur-Loire et Ancenis.

04-53. **Complexe des schistes de Bouchemaine et d'Erigné (Ordovicien à Silurien ?)**. On rapporte à ce complexe, défini dans l'édition de la feuille Angers à 1/50 000 (1976), les séquences lithologiques qui constituent la partie septentrionale du synclitorium. Il s'agit plus là d'un ensemble cartographique, ordonné lithologiquement de façon assez régulière, que d'une unité stratigraphique bien définie.

Au Nord (feuille Angers), les Schistes de Bouchemaine et d'Erigné reposent sur une formation de schistes bleus ardoisiers qui s'inscrivent avec eux, au flanc sud de l'anticlinal de Lanvaux — les Ponts-de-Cé, dans une succession dépourvue de repères stratigraphiques précis. On rapporte ces schistes bleus aux Schistes d'Angers car ils sont en continuité avec les formations ardoisières qui, au flanc nord de ce même anticlinal, ont livré des faunes trilobitiques de l'Ordovicien moyen, comme les Schistes d'Angers *sensu stricto* des domaines plus septentrionaux. Mais, contrairement à ces derniers, les Schistes d'Angers du domaine anticlinal de Lanvaux — les Ponts-de-Cé n'ont pas livré de faunes llanvirniennes à leur base et ne reposent pas sur un Grès armoricain bien caractérisé et complet ; peut-être sont-ils arenigiens à leur base, et l'on ne peut même totalement exclure que, dans le cas du flanc sud de l'anticlinal, où leur puissance est réduite et où l'Ordovicien moyen n'a pas été identifié, ils soient encore arenigiens à leur sommet, lorsqu'ils passent aux Schistes de Bouchemaine et d'Erigné. C'est dire à quel point l'âge-limite inférieur de ce dernier complexe demeure imprécis (de l'Arenig au Caradoc ?).

Les rares formations fossilifères du complexe n'apportent pas de précisions stratigraphiques significatives. Il s'agit des Grès à *Calymenella bayani* (Ordovicien supérieur ?, feuille Saint-Mars-la-Jaille), ou encore de lentilles gréseuses à *Cruziana*, assurément ordoviciennes, et qui, sur les anciennes cartes, étaient rapportées de façon plus restrictive au Grès armoricain de l'Arenig, alors qu'elles n'en ont ni le faciès, ni l'environnement lithologique.

Les Schistes de Bouchemaine et d'Erigné ont le plus souvent un faible pendage vers le Sud. Cependant on observe des plis associés à une schistosité à pendage toujours fort vers le Sud, ainsi que des discontinuités tectoniques directionnelles, signes d'écaillages internes (la Piverdière, feuille Angers). Ces plis et ces discontinuités ne perturbent sans doute que modérément une polarité stratigraphique d'ensemble, ascendante du N.NE vers le S.SW, mais, faute de niveau-repère, ils empêchent de reconstituer la succession litho-stratigraphique du complexe.

Au Sud, on a tracé une limite lithologique approximative avec le Complexe de Saint-Georges-sur-Loire, en utilisant un caractère négatif des Schistes de Bouchemaine et d'Erigné, à savoir l'absence de roche volcanique et de phtanite franc. Cela n'exclut pas cependant que les formations du complexe puissent être en partie siluriennes.

Sur la feuille Thouarcé, les séquences rapportées au Complexe de Bouchemaine et d'Erigné viennent dans le prolongement des formations-types de la feuille Angers, et l'absence de toute intercalation phtanitique ou volcanique permet, ici également, de les distinguer du Complexe de Saint-Georges-sur-Loire. Leurs affleurements n'ont qu'une faible extension, à l'Ouest et à l'Est de Vauchrétien, en raison des recouvrements importants mentionnés plus haut.

Il s'agit ici de schistes gris ou beiges, parfois psammitiques, avec des intercalations gréseuses irrégulières (G), prenant une plus grande ampleur à la Grande Cour et près de Montayer. La feuille Thouarcé possède enfin l'un des gisements à *Cruziana* évoqués plus haut, découvert (M. Gruet) dans les grès violacés d'une ancienne carrière située à l'Ouest de l'étang de Montayer (1,5 km Est de Vauchrétien).

05-d2. **Complexe de Saint-Georges-sur-Loire, schisto-gréseux et volcanique (Ordovicien supérieur à Dévonien inférieur).** Il n'existe pas de discontinuité tectonique ou lithologique lorsqu'on passe, vers le Sud, des Schistes de Bouchemaine et d'Erigné à ceux de Saint-Georges, et l'on ne peut donner une réelle signification stratigraphique à la limite qui les sépare, faute d'avoir pu reconstituer les successions litho-stratigraphiques propres à chacun de ces deux ensembles. Une telle limite a été tracée, sur la feuille Angers, au niveau d'une "zone gréseuse" cartographiable; on en suit les prolongements sur la feuille Thouarcé, mais de façon plus discontinue.

L'assimilation du Complexe de Saint-Georges à une série compréhensive englobant Ordovicien supérieur, Silurien et Dévonien inférieur repose sur quelques données ponctuelles de datation, recueillies hors du territoire de la présente feuille, et que l'on rappellera brièvement. Les bancs de phtanite, nombreux sur toute la surface d'affleurement de la série, sont communément rapportés au Silurien inférieur, mais seuls leurs alignements les plus septentrionaux ont fourni, et en abondance, la faune graptolitique classique, dite à *Monograptus lobiferus* des "Phtanites du Maine-et-Loire et de la Loire-

Inférieure" (Llandoverly). C'est au Sud de ces alignements phtanitiques fossilifères que les roches volcaniques prennent un grand développement, et l'on retiendra l'âge mesuré fini-silurien (environ 400 MA., M. Carpenter *et al.*, 1982) des spilites d'Ingrandes (feuille Chalonnnes). On citera encore deux petits affleurements calcaires contigus (environs de Denée, feuille Angers) qui ont livré, respectivement, des Conodontes du Ludlow et des Tentaculites du Praguien ; ce dernier gisement justifie l'hypothèse selon laquelle la Série de Saint-Georges monte jusque dans l'Eodévonien. Récemment, au Sud de Saint-Georges-sur-Loire (feuille Chalonnnes), des Algues d'âge dévonien inférieur à moyen ont été découvertes dans le ciment calcaire, emballant des galets de spilite et de phtanite, d'un conglomérat interstratifié dans un ensemble comportant phtanites et spilites (M. Dubreuil et D. Vachard, 1982). Cette découverte remettrait en question, au moins dans la partie méridionale du synclinorium, l'âge silurien, jusqu'alors admis, des formations associées aux lentilles de phtanites : ces derniers se seraient mis en place sous forme d'olistolithes ou de klippes sédimentaires dans des dépôts d'âge dévonien.

Les formations sédimentaires constituent l'essentiel de la série et correspondent à des dépôts qui, d'après leur nature et leur puissance, relèvent d'une sédimentation épicontinentale alimentée par une forte subsidence. La fréquence des termes effusifs et de leurs tufs témoigne, pour sa part, de l'importance des manifestations volcaniques qui ont accompagné ces dépôts, et les affinités tholéitiques qu'ont révélées certaines roches basiques indiquent un contexte géodynamique de distension continentale (P. Maillet *et al.*, 1977) ; la spilite d'Ingrandes, déjà citée, révélerait, pour sa part, un environnement d'arc insulaire ou de bassin arrière-arc (M. Carpenter *et al.*, 1982).

#### ● Lithologie.

— *Faciès argilo-silteux*. Ils représentent assurément le faciès sédimentaire prédominant, mais ils affleurent mal, étant ordinairement masqués sous un placage d'altérites qui emballent des débris anguleux de quartz provenant eux-mêmes des nombreux filons ou filonnets qui traversent la roche en place. Ils sont satinés et fissiles et leur teinte, habituellement beige ou grisâtre, passe de manière capricieuse au vert-amande ou au rouge violacé. Au microscope on y voit surtout de la chlorite et du mica blanc, avec un peu de quartz.

— *G. Zones gréseuses*. Les contours proposés ici délimitent en fait de simples zones à dominante gréseuse, et non pas des intercalations ou des lentilles bien individualisées. On y trouve des grès feldspathiques, des grès chloriteux, ou encore des psammites et plus rarement des quartzites.

— *Ph. Phtanites*. Dans le contexte du Paléozoïque inférieur ligérien, le terme "phtanite" désigne des roches siliceuses d'origine non détritique terrigène (cherts), très nettement stratifiées bien que peu fissiles, à cassure esquilleuse, et de teinte plus ou moins noire ou grise suivant leur teneur en graphite. Au microscope, les phtanites se présentent comme des microquartzites à pigment graphiteux. De même que sur les feuilles voisines, les phtanites forment ici, en contexte schisteux ou schisto-gréseux, des intercalations plus ou moins continues, soit homogènes, soit constituées d'alternances décimétriques ou centimétriques de siltites et de phtanites. La puissance de ces intercalations n'est souvent que de quelques mètres, mais elle peut atteindre la centaine de mètres. Elles sont particulièrement nombreuses dans la partie méridionale de la série (coteaux du Layon), et apparaissent plus clairsemées vers le Nord, où il est cependant difficile de juger de leur abondance et de leur répartition, car les

terrains de socle y sont largement masqués. En partie pour cette raison sans doute, les gisements de Graptolites siluriens, qui sont liés, comme on vient de le rappeler, aux alignements phtanitiques septentrionaux, sont plus rares ici que sur les feuilles voisines. Des traces apparaissent occasionnellement, mais les phtanites de Brigneau (1 km environ au Nord d'Hilay, partie orientale de la feuille) sont les seuls à avoir fourni des Graptolites en abondance.

— C. *Calcaire du Pont-Barré*. Au Pont-Barré en Beaulieu-sur-Layon, des lentilles calcaires, associées à des formations spilitiques, ont une extension qui a permis leur exploitation en carrière. Les bancs calcaires, interstratifiés avec des tufs, sont très recristallisés. Ils n'ont fourni jusqu'à présent aucune faune déterminable. Les âges des calcaires fossilifères de la Série de Saint-Georges (cf. ci-dessus) conduiraient à proposer un âge silurien supérieur ou dévonien inférieur.

— K3. *Spilites et tufs basiques*. Les roches basiques de la série de Saint-Georges constituent des ensembles au sein desquels il est difficile de faire la distinction entre le matériel effusif (spilites au sens large) et les produits pyroclastiques correspondants (tufs basiques). Tous présentent des teintes vertes plus ou moins sombres, devenant brunâtres à l'altération. Les affleurements correspondent, suivant les cas, à des coulées ou à des sills dont la puissance, très variable, peut dépasser la centaine de mètres. Des "débits en coussins" (*pillow-lavas*) sont visibles dans la carrière de Pierre-Bise en Beaulieu-sur-Layon : les *pillows*, de dimension métrique, s'entassent ici sur plusieurs dizaines de mètres. Il en a également été reconnu sur le bord de la route du Breuil à Saint-Lambert-du-Lattay ; ils pourraient être relativement répandus dans les affleurements spilitiques de la feuille. Au microscope, la structure des spilites est souvent doléritique, et parfois microlitique. L'albite  $An_{5-10}$ , l'augite, souvent épigénisée en chlorite, et la chlorite elle-même en sont les constituants essentiels, les minéraux accessoires étant l'épidote, la calcite, le quartz, l'ilménite et le leucoxène. Les analyses chimiques (feuille Chalennes) ont montré des teneurs faibles en  $K_2O$  (moins de 0,10 %) et élevées en  $Na_2O$  (entre 3,43 et 5,60 %), ainsi qu'un rapport  $Na_2O/CaO$  supérieur à 0,52 et pouvant atteindre 1,8. Les études géochimiques ont permis d'évoquer, on le sait, la nature tholéiitique de ces roches basiques, ainsi que le contexte géodynamique de distension continentale dans lequel elles se seraient mises en place.

— ρ. *Rhyolites ou microgranites et tufs acides*. Ce sont des roches dures et compactes, de teinte généralement claire. Certaines sont aphanitiques et d'autres sont porphyriques, avec des phénocristaux de quartz et de feldspath. La recristallisation rend difficile la distinction entre structure microgrenue et structure hyaloporphyrique. En lame mince, les minéraux essentiels sont le quartz, l'albite, le feldspath alcalin (altéré) et la biotite (chloritisée) ; comme minéraux accessoires, on note des oxydes de fer, de l'ilménite, du leucoxène et de l'épidote. L'analyse chimique fait de ces roches des "rhyolites" assez banales, alcalines ou sodi-potassiques, avec un rapport  $Na_2O/K_2O$  inférieur à 1. Des tufs acides sont fréquemment associés à ces microgranites-rhyolites, ce qui suggère un volcanisme de type explosif. D'après les études géochimiques (P. Maillet *et al.*, 1977), qui concernent des rhyolites affleurant dans la partie ouest du synclinal, le volcanisme acide de la Série de Saint-Georges serait indépendant du volcanisme basique tholéiitique.

— Σγ. *Porphyre quartzifère*. Entre Faye-d'Anjou et Thouarcé s'observent deux petits pointements d'une roche que l'on assimile au "Porphyre quartzifère de Saint-Georges-sur-Loire" (feuilles Angers et Chalennes), cette dénomination ancienne s'appliquant à un certain nombre d'affleurements, tous situés dans la partie méridionale de la série. Cette roche grisâtre présente un aspect de

quartzite, mais montre à l'œil nu de petites amygdales blanches généralement constituées d'amas felsitiques. Il pourrait s'agir d'un tuf acide ayant subi une dévitrification partielle.

● **Structures.** Au plissement majeur de la Série de Saint-Georges est associée une schistosité qui n'est bien exprimée que dans les formations silteuses incomplètes. Les plis étant serrés et de style isoclinal, la schistosité apparaît le plus souvent bien accordée avec la stratification. Son pendage est généralement de plus de 60° vers le N.NE. On sait que, plus au Nord (feuille Angers), la schistosité, qui est en continuité vers le Nord avec celle des schistes de Bouchemaine et d'Erigné, présente au contraire un pendage vers le S.SW, de plus en plus faible du Nord au Sud (H. Diot, 1980). Sur les surfaces de schistosité s'observe une fine crénulation qui correspond à un microplissement d'axe subhorizontal, très général dans la série. D'autres observations structurales concernent enfin, au Sud, le contact faillé de la Série de Saint-Georges avec le sillon houiller : à Jumeau (3 km Nord-Ouest de Thouarcé) et à la carrière du Pont-Barré en Beaulieu-sur-Layon, le contact apparaît chevauchant du N.NE vers le S.SW et l'on peut mettre en rapport avec ce chevauchement le développement d'une schistosité de fracture associée à un plissement en chevron d'axe subhorizontal (H. Diot, 1980).

#### Fossés houillers

**h3. Schistes, psammites, grès, conglomérats, veines houillères du Sillon houiller de la Basse-Loire (Namurien).** Les séries productives du Houiller de la Basse-Loire occupent, sur la feuille Thouarcé comme plus à l'Ouest, un étroit sillon jalonnant l'accident Nort-sur-Erdre — le Layon. Elle longent la vallée du Layon sur sa rive droite et n'apparaissent en rive gauche que sous forme d'affleurements réduits, à la faveur de quelques méandres. Dans la moitié orientale de la feuille, les terrains houillers sont discontinus et peuvent être supprimés tectoniquement le long de l'accident du Layon ; c'est le cas entre le Perray en Thouarcé et l'Ouest de Martigné-Briand, et le tracé de l'accident n'est marqué ici que par une zone de filons de quartz qui cicatrisent le contact entre la Série de Saint-Georges et la Série des Mauges.

Les dépôts continentaux qui se sont accumulés dans le fossé houiller sont souvent riches en restes végétaux bien conservés. Les espèces représentées ont servi à dater les assises productives : elles seraient namuriennes pour l'essentiel (équivalence stratigraphique avec les Schistes d'Ostrau et de Waldenberg, en Silésie), et elles atteindraient le Westphalien inférieur à leur sommet (E. Bureau, 1910 ; A. Carpentier, 1928). On ne citera, parmi les espèces identifiées, que celles que les anciens auteurs avaient signalées sur le territoire même de la feuille (mines de houille de Saint-Aubin-de-Luigné, de Beaulieu-sur-Layon et de Saint-Georges-Châtelais) : *Dactylothea aspera*, *Diplotmema dissectum*, *D. elegans*, *D. distans*, *Lepidodendron selaginoides*, *Stigmaria ficoides*, *Sphenophyllum tenerrimum*, *Calamites succowii*, *Equisetum antiquum*, *Calymmatheca dubuissoni*, *Zeilleria moravica*, *Mariopteris acuta*, *Neuropteris schleani*.

Sur le plan de la lithologie, on trouve, dans le fossé namurien, les faciès habituels des bassins limniques d'âge carbonifère d'Europe : schistes noirs ou gris, psammites, grès micacés, grès grauwackeux, microconglomérats quartzeux, conglomérats soit monogéniques, soit polygéniques et hétérométriques à galets (pouvant dépasser 15 cm) de quartz, de grès, de schistes, de

phthanites ou de roches volcaniques, veines irrégulières de houille à végétaux fossiles (cf. ci-dessus et rubrique Mines).

Les bancs de conglomérats présentent, d'un bord à l'autre du sillon, une certaine ordonnance réglée par la nature de leurs galets : les galets de quartz sont en effet prédominants dans les bancs les plus méridionaux, alors que les galets qui proviennent de roches de la Série de Saint-Georges (phthanites en particulier) sont de plus en plus abondants lorsqu'on se rapproche, vers le Nord, du contact avec cette dernière série.

Des schistes à nodules siliceux ou silico-argileux s'interstratifient dans les formations les plus méridionales du sillon, au contact immédiat avec le Protérozoïque des Mauges. Ces nodules peuvent être localement abondants (Est de Saint-Aubin-de-Luigné et la Mulonnière en Beaulieu-sur-Layon). Ils sont d'assez grande dimension (jusqu'à 20 cm de longueur) et peuvent contenir des traces de végétaux, non déterminés, mais sans doute assez évolués pour être considérés comme d'âge carbonifère. C'est la première fois que l'on signale ce type de formation en bordure du sillon houiller.

Dans les assises limniques s'intercalent des tufs et des brèches rhyolitiques (*tf-br*) qui répondent au nom local de "pierre carrée", la roche se débitant en blocs anguleux, parallélépipédiques, de taille variable. Ils forment quelques bancs qui se prolongent sur la feuille Angers, où ils ont fait l'objet d'une étude pétrographique récente (A. Arnaud et R. Brossé, 1980 ; *id.*, 1981). Ces bancs correspondent à des dépôts pyroclastiques qui se différencient, d'après la taille de leurs éléments, en cendres, en lapilli et en bombes. Les cendres ont une structure hyaloporphyrique à matériel vitreux dévitrifié contenant des cristaux de feldspath et de quartz éclaté ou en échardes. Le matériel vitreux diminue d'importance lorsqu'on passe des cendres aux lapilli, tandis que la richesse en éléments lithiques augmente et que s'individualisent des quartz arrondis, à golfes de corrosion. Les bombes se sont constituées à partir de laves qui ont donné un verre à structure fluidale, avec de rares phénocristaux d'albite. De tels dépôts pyroclastiques témoignent d'un volcanisme aérien de type fissural explosif. Une partie d'entre eux a subi des remaniements sous-aquatiques, comme l'attestent certains bancs d'épiclastites, bien caractérisés par leurs figures sédimentaires : ride de courant, granoclassement, couches craquelées par dessiccation. Les analyses des laves des bombes renseignent sur le chimisme du magma originel : celui-ci est de type rhyolitique sodique, avec des teneurs élevées en  $\text{SiO}_2$  (moyenne : 75,3 %) et en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (moyenne : 14,8 %), très faibles en  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  et  $\text{Fe}$  total, très faibles également en  $\text{K}_2\text{O}$  alors que les teneurs en  $\text{Na}_2\text{O}$  peuvent dépasser 7 (pour une même teneur globale en alcalins,  $\text{K}_2\text{O}$  est au contraire supérieur à  $\text{Na}_2\text{O}$  dans les cendres fines).

Des tufs basiques, dont les caractères pétrographiques et structuraux sont identiques à ceux des roches basiques de la Série de Saint-Georges, forment, au sein des terrains houillers, quelques affleurements très réduits (deux affleurements à 1 km au Sud-Est de Saint-Aubin-de-Luigné, un autre au Nord-Est de Rablay). On les considère comme des écaillés tectoniques de la Série de Saint-Georges.

Au point de vue structural, on observe une disposition assez régulière des bancs à l'intérieur du sillon houiller, avec un pendage généralement vers le Nord-Est, très faible à l'extrémité nord-ouest de la feuille. Cette apparente régularité dissimule des replis tangentiels que quelques observations ont mis localement en évidence. C'est ainsi qu'au Sud de la ferme de la Feuille d'Or (Est

d'Ardenay), on observe un pli décamétrique couché à déversement sud, affectant des bancs de "pierre carrée" (H. Diot, 1980). A 1 km plus au Nord environ, les critères de polarité analysés dans les bancs de "pierre carrée" de la bande des Malécots-le-Roc indiquent que ces bancs sont renversés (notice feuille Angers). Ces deux exemples illustrent clairement un style tangentiel en plis couchés mégamétriques qui est peut-être général dans le sillon. Ce plissement n'a pas été accompagné de schistosité et celle-ci ne se développe dans le sillon houiller que sur sa bordure sud, au contact faillé avec la Série des Mauges ; la schistosité accompagne ici des petits plis en Z indiquant un cisaillement dextre ; nous avons noté les mêmes structures dans les formations protérozoïques situées immédiatement de l'autre côté de l'accident.

h4. **Schistes gréseux (Westphalien).** Au Nord du Breuil, en Beaulieu-sur-Layon, le creusement récent d'un étang a mis à découvert des schistes bruns et des conglomérats, d'extension réduite. On rapporte au Westphalien une telle lentille, par analogie lithologique avec les "Schistes et grès à Cordaites" du Fossé de Rochefort-sur-Loire (feuille Angers), et parce que la lentille en question s'aligne structurellement sur ce fossé westphalien dont elle n'est distante que de quelques kilomètres.

### GRANITOÏDES PALÉOZOÏQUES

$\mu\gamma^2$  et  $\eta$ . **Microgranite à amphibole et diorite du Complexe éruptif de Cossé-d'Anjou.** Le massif de Cossé-d'Anjou, en forme d'ellipse longue d'environ 4 km, se partage entre les feuilles Thouarcé et Vihiers. Il appartient par ses faciès au Massif hypovolcanique de Thouars (J. Le Métour et J. Bernard-Griffiths, 1979), auquel le raccorde vers l'E.SE une suite discontinue de petits massifs analogues.

Diverses roches éruptives grenues et microgrenues participent à ce complexe, un microgranite rose à amphibole et une diorite étant respectivement les faciès principaux des deux entités pétrographiques distinguées sur la carte.

● **Le microgranite** ( $\mu\gamma^2$ ), qui a servi à désigner pétrographiquement le massif de Thouars, donne l'affleurement le plus étendu. De teinte claire, généralement rose, c'est une roche microcristalline où quartz, feldspath alcalin et plagioclase participent à une structure le plus souvent micropegmatitique, et où peuvent apparaître des phénocristaux de perthite, d'albite-oligoclase, parfois de quartz et, plus dispersés, de hornblende et de biotite. L'analyse chimique a donné :  $\text{SiO}_2$  : 74,80 ;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  : 12,20 ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  : 1,85 ;  $\text{FeO}$  : 0,85 ;  $\text{MnO}$  : 0,40 ;  $\text{MgO}$  : 0,03 ;  $\text{CaO}$  : 0,62 ;  $\text{Na}_2\text{O}$  : 4,21 ;  $\text{K}_2\text{O}$  : 3,66 ;  $\text{TiO}_2$  : 0,26 ;  $\text{P}_2\text{O}_5$  : 0,02. Le microgranite peut être riche en enclaves de taille centimétrique à métrique, tout particulièrement sur ses bordures ; il s'agit le plus souvent d'enclaves de microdiorite à plagioclase, hornblende et biotite.

● **La diorite** ( $\eta$ ) forme plusieurs affleurements discontinus. Elle est grossièrement grenue et composée essentiellement de hornblende et de plagioclase  $\text{An}_{35}$  toujours saussuritisé, avec épidote abondante, biotite subordonnée, quartz interstitiel, apatite, ilménite. L'analyse chimique a donné :  $\text{SiO}_2$  : 47,80 ;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  : 15,20 ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  : 1,75 ;  $\text{FeO}$  : 10,70 ;  $\text{MnO}$  : 0,22 ;  $\text{MgO}$  : 4,56 ;  $\text{CaO}$  : 8,10 ;  $\text{Na}_2\text{O}$  : 3,44 ;  $\text{K}_2\text{O}$  : 0,79 ;  $\text{TiO}_2$  : 5,10 ;  $\text{P}_2\text{O}_5$  : 0,23.

Le contact paraît tranché entre ces deux faciès principaux. Plusieurs affleurements l'exposent aux environs de la Madeleine (1 km à l'W.SW de Cossé-d'Anjou). On y voit le microgranite contaminé par la diorite, dont subsistent des



cristaux résiduels de plagioclase et de hornblende, tandis que la diorite en contact est parcourue par des veines du microgranite. Il est clair, ici, que la diorite s'est mise en place avant le microgranite. On a par contre décrit, dans une autre partie du massif de Thouars, le cas où les mises en place des roches acides et basiques paraissent simultanées (J. L.M. et J. B.G., *id.*). On peut tenir pour complémentaires ces observations de contact, à l'échelle de l'ensemble du massif de Thouars : les intrusions de roches basiques et de microgranite, partout étroitement associées, seraient subcontemporaines, mais les mises en place des roches basiques se seraient étalées dans le temps (peut-être en fonction de leur nature pétrographique, qui varie d'un gisement à l'autre), les unes ayant précédé et les autres accompagné l'intrusion microgranitique principale.

D'autres faciès s'observent dans le Complexe de Cossé-d'Anjou, parmi lesquels des veines de *pegmatite* à grands feldspaths alcalins (surtout dans la diorite), ainsi que de courts filons de *microdiorite*, parfois à structure doléritique et recoupant aussi bien la diorite que le microgranite. Des *rhyolites* dessinent quelques bandes dans le microgranite mais, faute d'avoir pu les voir en place, on ne sait s'il s'agit de faciès particuliers de l'intrusion microgranitique, de filons postérieurs à cette intrusion, ou de volcanites plus anciennes (rhyolites du Choletais ?).

Au point de vue structural, les roches du complexe ont acquis localement une foliation de direction N 110-120°E, subverticale ou pentée vers le Sud. Ainsi en est-il à Cossé même, le long du contact de la diorite avec les schistes des Mauges. On rapportera par continuité cette structuration à la tectonique de cisaillement N 110°E, d'âge éodévonien supposé, qui s'est développée dans les terrains protérozoïques des Mauges, le long de couloirs cisailants (*cf.* plus haut).

Pour situer le Complexe éruptif de Cossé-d'Anjou dans son cadre géodynamique régional, on se référera à J. Le Métour et J. Bernard-Griffiths (1979) : le Microgranite de Thouars, daté à 434 M.A. (limite Ordovicien — Silurien), forme, avec les roches basiques associées ainsi qu'avec les volcanites du Complexe sédimentaire et volcano-sédimentaire cambro-ordovicien du Choletais, une "association magmatique acide-basique qui semble caractériser un épisode de distension de la croûte continentale au cours du Paléozoïque inférieur".

$\gamma^1$ . **Leucogranite de la Fosse-de-Tigné.** Le bourg de la Fosse-de-Tigné s'est édifié sur un petit pointement granitique circulaire, entouré de faluns miocènes qui voilent ses contacts intrusifs avec les schistes des Mauges. Son principal affleurement, en soubassement de l'église, au centre du bourg, montre une roche claire, équi-granulaire à grain grossier, dont la composition minéralogique est celle d'un leucogranite : quartz, microcline perthitique, plagioclase An<sub>5</sub>, muscovite et rare biotite. On peut rattacher cette intrusion aux leucogranites mis en place dans les domaines sud-armoricains durant le Carbonifère.

$\mu\gamma^1$ . **Microleucogranite du Grand Patis (Tancoigné).** Au Sud de Tancoigné, en limite de feuille, un filon de microleucogranite recoupe les schistes des Mauges selon une direction NW — SE ; il se prolonge sur la feuille Vihiers. Sa puissance est d'environ 10 mètres. La roche contient des phénocristaux de quartz corrodé, de feldspath perthitique, d'albite-oligoclase plus rare et de muscovite, dans un fond quartzo-feldspathique à structure micropegmatitique. Ce filon, proche du petit massif de la Fosse-de-Tigné, doit se rapporter comme ce dernier aux intrusions leucogranitiques carbonifères.

## TERRAINS CRÉTACÉS

La mer cénomanienne a envahi un continent protérozoïque et paléozoïque frangé de dépôts deltaïques. L'absence, dans ces faciès très littoraux, de tout fossile stratigraphique, et en particulier d'Ammonites, rend très délicates les datations précises ; seules sont envisageables des corrélations lithologiques latérales avec les séries avoisinantes.

Les difficultés de datation concernent particulièrement de nombreux placages de sables, plus ou moins rougis, plus ou moins chargés de galets, qui sont dispersés sur le socle et que les levers ont conduit à rapporter à diverses formations, tant crétacées que tertiaires. En fait, sur le terrain, il a été très difficile de différencier et de dater toutes ces couches meubles, à contours indécis, remaniant le même matériel sableux et graveleux, "se diluant" les unes dans les autres. Nous avons cherché à les différencier, au laboratoire, en pratiquant des examens morphoscopiques et des déterminations de minéraux lourds. On a retenu, pour le Cénomaniens inférieur deltaïque, la prédominance nette de l'andalousite sur la staurotide, associée à un émoussé faible et ne touchant pas les grains de 0,3 mm (J. Louail, 1969). De ce fait, les sables où la staurotide vient à égalité avec l'andalousite, tandis que l'émoussé s'accroît, même aux petites tailles, appartiendraient, soit à un Cénomaniens moyen ou à un Cénomaniens supérieur locaux (les sables glauconieux et les Marnes à Huîtres qui sont respectivement de ces âges présentent en effet ces caractères), soit à des formations ayant remanié les matériaux cénomaniens (faluns helvétiques). Les lambeaux graveleux marginaux helvétiques, ainsi que les recouvrements sablo-argileux d'altération des faluns, sont encore caractérisés, comme les faluns eux-mêmes, par la présence de grenats, abondants surtout aux tailles fortes proches du millimètre.

Deux cents examens minéralogiques ont été pratiqués et un nombre un peu plus élevé d'examen morphoscopiques. C'est trop peu pour l'établissement d'une cartographie précise des formations sablo-gravillonneuses, et l'avenir montrera certainement que beaucoup de nos interpolations ont été abusives.

**c1-2a. Cénomaniens inférieur et base du Cénomaniens moyen. Sables, graviers et argiles de Brissac et de Jumelles.** La partie inférieure du Cénomaniens local est formée d'un ensemble de dépôts détritiques qui recouvrent, en épandage deltaïque, le socle protérozoïque et paléozoïque. Des phases plus ou moins longues d'altération du socle avaient précédé ces dépôts et ceux-ci reposent généralement sur des altérites, parfois épaisses. La mise en place de la sédimentation s'est faite à partir d'apports fluviaux de provenance armoricaine. Les zones à haute énergie correspondent à des chenaux transportant graviers et sables grossiers ; les zones à basse énergie représentent des marécages côtiers où se sont sédimentées des argiles, en milieu réducteur. La puissance de l'ensemble, très variable, est essentiellement conditionnée par la disposition locale du substratum, accidenté de hauts-fonds et de dépressions.

Les graviers et les sables sont les mieux représentés.

● **Les graviers** sont riches en quartz blancs bien émoussés, issus de la reprise et de l'usure d'un matériel quartzéux filonien livré par le socle altéré. De nombreux filonnets de quartz accidentent en effet les terrains du socle, principalement ceux de la série protérozoïque des Mauges, et les altérations antécénomaniennes se sont traduites, à la façon des plus récentes, par une élimination de la fraction argileuse des schistes altérés encaissants et par une accumu-

lation en surface des débris de quartz filonien ; ceux-ci ont pu alors alimenter la sédimentation cénomaniennne en matériel graveleux.

● **Les sables** sont jaunes ou gris (aspect gros sel). Les minéraux lourds montrent la prédominance de l'andalousite sur la staurotide et le disthène, tous silicates de métamorphisme d'origine armoricaine ; ce taux d'andalousite, on vient de le voir, a permis d'identifier de nombreux placages isolés. La tourmaline vient en deuxième position dans ce cortège.

● **Des lentilles argileuses** s'intercalent dans cet ensemble. Il s'agit d'argiles noires ou grises, feuilletées, à lignite et fins débris végétaux, à gypse et à marcasite ; leur composition minéralogique montre smectite, kaolinite et argile micacée.

Ces formations n'ont jamais livré de fossiles permettant de les situer de façon précise dans le Cénomanienn. Par corrélation lithologique latérale, il convient d'en faire une formation deltaïque mise en place avant et pendant le début du premier épisode marin, donc durant le Cénomanienn inférieur et la base du Cénomanienn moyen (équivalence avec les Sables et graviers du Maine).

● **Rc1-2a. Sables et graviers résiduels.** La minceur des dépôts du Cénomanienn deltaïque et le fait qu'ils n'ont pas été recouverts et protégés de leur propre altération par des terrains plus récents, expliquent leurs gisements fréquents en placages résiduels discontinus.

La présence, dans ces placages, de graviers de quartz bien émoussés permet d'identifier le Cénomanienn deltaïque. Mais ces graviers sont généralement mélangés aux quartz anguleux, parfois de forte taille, issus de l'altération *in situ* du socle. Si l'on se rappelle que les graviers cénomaniens ont été eux-mêmes, à l'origine, des quartz empruntés au socle altéré, on conçoit qu'un tel mélange conduise, à l'affleurement, à des formations assez complexes et aux contours tout à fait imprécis.

c2a **Cénomanienn moyen. Sables glauconieux inférieurs.** Riches en glauconie, de faciès franchement marin mais très littoral, ils marquent la première étape de la transgression cénomaniennne. Leur puissance est d'environ 15 mètres. Ils sont dépourvus d'Huitres. Dans le cortège des minéraux lourds, la staurotide prédomine sur l'andalousite et le disthène. Certains niveaux sont cimentés en dalles de grès. Il s'y intercale des lits argileux à smectite dominante.

c2b **Cénomanienn supérieur. Marnes à Ostracées, sables glauconieux supérieurs.** La sédimentation sableuse se poursuit, traduisant l'influence constante d'apports terrigènes en provenance d'un continent très voisin. La glauconie est toujours présente, mais les sables sont moins argileux et plus micacés. La staurotide y est le minéral lourd prédominant. S'intercalent, dans cette masse sableuse, des marnes blanches piquetées de glauconie et très riches en Huitres. Il est localement possible de distinguer une lumachelle inférieure à *Pycnodonta biauricularis* et une lumachelle supérieure à *Exogyra columba*. On rencontre aussi *Exogyra flabellata*, *Alectryona carinata*, *Rhynchonella alata*, *Terebratella biplicata*. On s'accorde à faire correspondre ces Marnes à Ostracées avec la zone à *Calycocheras naviculare* du Cénomanienn supérieur.

Au-dessus de ces marnes, des niveaux sableux micacés et glauconieux marquent la reprise d'une sédimentation plus détritique. Ils couvrent de grandes surfaces au revers de la cuesta que dessinent les niveaux marneux plus

durs. Très riches en coquilles d'Huîtres finement brisées, ils montrent aussi des petites Huîtres (*Exogyra columba minor*) et des Vers (*Hamulus deformis*). Ces sables glauconieux supérieurs seraient l'équivalent des sables à *Catopygus obtusus*, zone à *Actinocamax plenus* du bassin anglo-parisien (partie terminale du Cénomanién supérieur).

c3. **Turonien. Craie, Tuffeau de l'Anjou.** On relève, à l'Est de Linière (le Vaux, en Noyant-la-Plaine), la présence d'un affleurement réduit d'une craie jaune à blanche, poreuse, friable et répondant au nom local de *tuffeau*. C'est une biomicrorite riche en éléments détritiques (essentiellement des micas) et en débris organiques : Mollusques, Bryozoaires, spicules d'Éponges. Il s'y intercale de minces lits argileux.

### TERRAINS TERTIAIRES

e. **Grès éocènes.** Au Sud du château des Noyers, en Martigné-Briand, de grands blocs tabulaires de grès sont depuis longtemps attribués à l'Éocène (Bartonien). Des défrichements récents en ont détruit beaucoup, mais ont eu l'avantage de les montrer sortant de façon continue de dessous les faluns qui les recouvrent : ils sont donc bien en place. Ces grès, blancs ou jaune pâle à la cassure, avec une patine superficielle rousse, sont recristallisés et ne contiennent pas de fossiles. D'après leur aspect, on peut les assimiler aux grès éocènes à Sabalites de Saint-Saturnin. Il faut toutefois remarquer que c'est la grésification qui est d'âge éocène et que les sables ainsi agglomérés sont probablement, comme ceux de Saint-Saturnin, d'âge sénonien ou tout au moins crétacé.

Les deux cartes géologiques antérieures figurent un îlot de ces mêmes grès sur l'autre rive du Layon, au Nord-Est de Mâchelles, de part et d'autre de la route de Chavagnes ; nous n'avons observé là que deux blocs d'assez petites dimensions ; par contre des galets gréseux sont assez abondants en ce point, mais remaniés dans une terrasse. Quelques blocs épars se rencontrent non loin de là, au Sud-Ouest du château de l'Assay. D'autres, plus volumineux, se situent sur le territoire de Thouarcé, entre les Chasnières et Belle-Poule. Il en existe quelques uns au Nord-Est du Champ, entre le Breil et le Bas-Breil. La Normandière, au Sud de Gonnord, et la Simonière, au Sud-Ouest de cette commune, ont fourni d'assez nombreux blocs que l'on retrouve actuellement dans les cours de ferme. Aux deux derniers points, des grains glauconieux, présents dans certains fragments, font penser à une silicification éocène d'un sable cénomanién. À l'Est de la feuille, le village de Sousigné, en Martigné, montre aussi des blocs utilisés comme bornes des champs. Les grès signalés autrefois au Sud de Grand-Moulin, dans ce même secteur, n'ont pas été retrouvés.

m3. **Faluns miocènes (Vallésien).** On observe ici les marges méridionales de la transgression helvétique et la carte est traversée, en oblique du Nord-Ouest au Sud-Est, par la limite probable du "golfe des faluns". La mer a envahi un continent au relief bien marqué où se dessinent des dépressions allongées, séparées par des hauts-fonds, et où pointent parfois de véritables écueils, tel l'îlot granitique de la Fosse-de-Tigné. Les dépôts les plus épais atteignent cinq mètres. Les stratifications entrecroisées, les restes d'organismes brisés et roulés, témoignent d'une sédimentation en milieu agité et par une assez faible profondeur.

Les centres de ces petits bassins ont été le siège d'une sédimentation de sables coquilliers appelés, dans la région, "faluns", mot qui a le sens ancien "d'amendement". Ces sables calcaires sont parfois cimentés en bancs de biosparite jaune ou blanche, exploitée autrefois pour la construction sous le nom de "grison". La masse principale du sédiment est formée de Bryozoaires : c'est le faciès dit "savignéen". La faune est très abondante mais très diversement conservée ; tous les tests de nature aragonitique ont été dissous, ce qui a réduit les coquilles de Gastéropodes à des moulages, lorsque toute trace n'en a pas disparu ; au contraire les tests calcitiques ont résisté à la dissolution, ce qui explique la dominance apparente des Pectinidés, Ostréidés, Echinides (Scutelles, *Echinolampas*, *Arbacina*) et Brachiopodes (Térébratules). Cette faune est très inégalement répartie : il y a des sites à Scuteles, d'autres à *Echinolampas* (Brigné) ; à Hilay, de petits *Chlamys* sont accumulés en une gigantesque thanatocénose. Les dents de Poissons sont abondantes et les ossements de Mammifères relativement fréquents. Rappelons la présence du Cétacé mysticète *Pelocitus mirabilis* (L. Ginsburg et P. Janvier, 1971) à Noyant-la-Plaine (feuille Saumur). Citons deux Phoques à Gonnord et les restes abondants du Sirénien *Metaxitherium medium* à Joué-Etiau et à Gonnord. Les restes de Mammifères terrestres sont plus rares. Ce sont ceux de Doué qui ont permis d'attribuer un âge vallésien (Helvétien supérieur) à nos faluns, qu'il faut considérer comme une dépendance du bassin de Doué-la-Fontaine, compte tenu de la trouvaille ancienne d'une molaire d'*Hipparion* à Martigné-Briand.

En ce qui concerne les minéraux lourds, les silicates de métamorphisme sont, dans l'ordre d'abondance, la staurotide, l'andalousite et le disthène, cet ensemble provenant des assises crétacées. Les grenats, qui ont des teneurs parfois très élevées (jusqu'à 70 % des minéraux transparents), s'opposent aux minéraux précédents par leur origine (armoricaine ou "centralienne") plus lointaine, et par leur transport par des courants moins littoraux.

● **Faciès latéraux : argiles et graviers.** Le faciès carbonaté des faluns miocènes, à dominante organique et biochimique, passe latéralement, sur les bords des petits bassins et aussi en profondeur, au contact du substratum, à des dépôts beaucoup plus détritiques, avec graviers et galets. La source de ces venues terrigènes est double. Au contact du socle, les quartz filoniens qui lardent les schistes protérozoïques et paléozoïques nourrissent des apports en gros galets anguleux, sans transport véritable ; des coupes favorables à l'observation montrent ainsi le fond de la mer miocène (Hilay, Maligné). Par ailleurs, des apports en graviers quartzeux bien émoussés révèlent des venues détritiques à partir de graviers cénomaniens. L'existence d'Huîtres (*Pycnodonta biauriculata*, *Exogyra columba*), souvent en très grande quantité (Ouest de Sousigné), montre que les terrains cénomaniens ont été eux aussi remaniés sur les fonds de la mer miocène. Des faciès latéraux des faluns helvétiques se sont ainsi réalisés par passage progressif vers une granulométrie soit plus fine, argileuse, soit au contraire plus grossière, gravillonneuse.

*Les argiles* ne se rencontrent guère qu'au Sud-Ouest de Gonnord et de Joué-Etiau. Elles ont été exploitées pour briqueterie au Cormier, au Nord de la Galonnière et à la Chaussumerie. Divers sondages les ont traversées, en particulier dans le vallon du ruisseau de la Frappinière, où les schistes altérés du socle ne se rencontrent qu'à plus de 10 m de profondeur. Ces argiles ne sont probablement que des altérites de la série des Mauges, mais remaniées, comme le montre l'effervescence à l'acide de certains lits marneux ou de mouchetures calcaires.

Il est beaucoup plus fréquent d'observer, sur le pourtour des bassins miocènes, le passage des faluns à *des graviers grossiers* ; on y reconnaît tantôt les galets roulés du Cénomaniens deltaïque, tantôt les quartz filoniens anguleux du socle, tantôt les deux mélangés. Le passage de ces graviers dans la sédimentation marine helvétique peut souvent être vérifié grâce à quelques encroûtements calcaires, où l'on reconnaît parfois des Bryozoaires. On relève aussi la présence assez constante d'Huîtres roulées, provenant du Cénomaniens marin. La même origine est suggérée par les proportions équilibrées de staurotide et d'andalousite, tandis qu'au contraire la présence des grenats pourrait être tenue ici pour un élément proprement miocène. Toutefois cette dernière présence est irrégulière, ce qui ne saurait surprendre quand on connaît, sur les plages actuelles, les franges à grenats alternant avec des sables qui en sont dépourvus ; les grenats peuvent pourtant être abondants, même à distance des faluns caractérisés (la Fardellière, au Sud de Gonnord).

● Rm3. **Graviers résiduels de décalcification des faluns.** L'altération des faluns helvétiques se traduit par leur décalcification intense. Les éléments quartzeux constituent l'essentiel du matériel résiduel et l'on retrouve pour eux la même dualité de forme et d'origine (quartz anguleux du socle et galets roulés cénomaniens) que dans les faciès graveleux latéraux des faluns. De même que pour ces derniers, les Huîtres brisées et usées cénomaniennes, les encroûtements calcaires à Bryozoaires, et finalement les grenats, sont autant de marques d'appartenance à l'Helvétien.

p. **Faluns pliocènes (Redonien).** L'unique tache de Pliocène marin de la feuille, au Nord de Brigné, correspond à un dépôt très restreint, mais remarquable à plusieurs titres. Dans sa partie nord, le site de Renauleau, situé à 60 m au Nord-Est de la fontaine de ce nom, a fourni à P.-A. Millet de la Turtaudière, avant 1854, une très belle faune malacologique, riche en espèces, alors nouvelles, qui ont été laissées en *nomen nudum*, faute d'une figuration suffisamment diffusée. Récemment, G. Badillet devait retrouver ce gisement remarquable, mais pour le voir disparaître presque immédiatement sous une décharge. Heureusement ce même chercheur a découvert, plus au Sud, le site de la carrière de Beugnon. Contrairement à ce que suggérait G. Denizot (1972), il ne s'agit pas de poches pliocènes dans un falun helvétique de faciès savignéen. La formation est épaisse d'au moins 4 m et est homogène ; elle est formée de lits calcaires brunâtres, consolidés de façon lacunaire, alternant avec des couches sableuses fines et blanches, où la faune est très inégalement répartie.

Cette faune est relativement pauvre en Bryozoaires. E. Buge, qui en a déterminé une vingtaine d'espèces, dont *Cupuladria canariensis* (Busk), *C. haidingeri* (Reuss), *Hornera reteporacea* (Miln. Edw.), *H. frondiculata* (Lamouroux), *Discoporella umbellata* (Defrance), *Metrarabdotos cf. monoliferum* (Milne-Edwards), la donne comme redonienne.

A. Lauriat-Rage (1981, 1982), après étude des Bivalves, précise cet âge, comme suit : "Renauleau doit se situer tout à fait à la base du Pliocène (persistance d'un grand nombre d'espèces du Miocène). Du fait de la position abritée des gisements de fond de golfe où les conditions de milieu, profondeur, climat, étaient voisines de celles qui régnaient au Miocène (faciès pontilevien), certaines espèces des faluns helvétiques ont pu persister, chez les *Carditidae* surtout : *Cardites monolifera* (Duj.), *C. subaffinis* (Tourn.). On note, par ailleurs, l'arrivée d'espèces déjà connues au Miocène, mais nouvelles pour la région : *Anadara diluvii* (Lmk), d'espèces endémiques du Redonien d'Anjou : *Acanthocardia lacrimiferum* (Millet) et enfin de sous-espèces du Pliocène : *Glycymeris anomala*

*coxi* (Glib et V. de Poel), seul indicateur nordique, et *Astarte sulcata redonensis* (Lauriat-Rage). Beugnon fait partie, comme Renauleau, du Redonien archaïque, c'est-à-dire du Pliocène le plus ancien, donc le plus chaud, du golfe ligérien. On ne relève aucune espèce nordique, en particulier chez les *Astartidae* habituellement si nombreuses dans le Redonien d'Anjou ; seule figure *Digitaria burdigalensis* (Desh.), du Miocène atlantique, parmi d'autres espèces des faluns helvétiques *Acanthocardia andreae* (Duj.), *Venus subrotunda* (Def.), présentes ailleurs dans le Redonien d'Anjou. Le renouvellement faunique au Redonien se caractérise par un apport d'espèces du Miocène inconnues auparavant dans la région : *Clausinella scalaris* (Br.), par la présence d'espèces typiquement redonienne : *Glans aculeata senilis* (Lmk), par l'arrivée d'espèces du Pliocène : *Cardita antiquata* (L.).

En ce qui concerne les Gastéropodes, P. Brébion écrit de son côté : "A Beugnon, la faune, riche de 85 espèces, est particulièrement archaïque. Aucun gisement redonien ne montre une telle ressemblance avec les faluns de Touraine. Cependant, on observe plusieurs espèces, bien représentées, inconnues dans ces derniers : *Calliostoma laureatum* (May.), *Gibbula famulum* (Gm.), d'assez nombreuses formes endémiques : *Colona jucunda* (Millet), *Trivia pisolina* (Lmk), divers *Trochidae*. *Gibbula sosensis* (C. et P.) ainsi que *Astraea trochleata* (Millet), inconnus dans les faluns de Touraine, sont récoltés à Beugnon. Renauleau, longtemps classé dans l'Helvétien, a fourni 140 espèces de Gastéropodes. Ce site est indiscutablement redonien et se rapproche par sa faune de Sceaux-d'Anjou, mais est certainement plus ancien. Le renouvellement par rapport aux faluns de Touraine dépasse à peine un tiers, alors qu'il est normalement de moitié dans le Redonien d'Anjou. Remarquons l'abondance du genre *Calliostoma*, connu à Beugnon et à Sceaux, et de la famille des *Auriculidae* qui vivent à la limite des domaines marin et continental, fait particulièrement exceptionnel à cet étage". Cette dernière remarque rejoint les conclusions de A. Lauriat-Rage en montrant qu'on se trouve à l'extrême limite de l'ingression redonienne et que l'on a là le seul site de Pliocène marin dépassant vers l'Est le méridien d'Angers.

**Pliocène continental.** Les éditions successives des feuilles à 1/80 000 Angers (L. Bureau, 1906 ; G. Denizot, 1953) et Saumur (L. Bureau, 1900 ; G. Mathieu, 1948) figuraient sous le nom de "Graviers rouges de l'Anjou" de puissants épandages caillouteux, rapportés sans grande certitude à un Pliocène continental. Les hésitations des auteurs sont bien reflétées par les changements d'attribution stratigraphique que l'on constate pour cette formation en passant de la feuille Angers à la feuille Saumur, selon que l'on considère les premières éditions (Pliocène passant largement au Cénomaniens) ou les secondes (Cénomaniens passant au contraire, plus localement, au Pliocène). Le même problème s'est posé, sur la feuille Angers à 1/50 000, à propos des Graviers de la Brierrie qui ont été considérés, provisoirement, comme d'âge indéterminé.

L'argument avancé par G. Mathieu en faveur d'un âge pliocène pour les Graviers rouges était leur superposition aux faluns helvétiques en un certain nombre d'affleurements, tous situés sur la feuille Thouarcé : Gonnord, Chasle, Roche-Maillé, Mâchelles, Millé. Nous avons décalcifié artificiellement les faluns prélevés en chacun de ces points et avons obtenu des résidus exactement identiques à leur revêtement argilo-gravillonneux. De tels revêtements correspondent donc à des graviers de décalcification des faluns et ne montrent pas de réelle continuité avec les épandages attribués sur les anciennes cartes aux Graviers rouges de l'Anjou, épandages qui, de manière toute différente, se présentent en couches régulièrement stratifiées reposant directement sur le

socle. En l'absence d'argument de terrain, nous avons donc renoncé à un âge pliocène pour les Gravieres rouges et avons recherché pour les dater, des analogies d'ordre sédimentologique (morphologie des grains et minéraux lourds) avec les formations sableuses identifiées dans la stratigraphie régionale. Cela nous a conduit à les répartir entre le Cénomaniens deltaïque et l'Helvétien, non sans difficulté d'ailleurs, comme nous l'avons déjà dit.

Nous maintenons néanmoins l'attribution au Pliocène de certains revêtements caillouteux manifestement liés à des processus d'altération continentale. En voici les principaux types.

● **Rp. Gravieres rouges.** Une rubéfaction profonde affecte en de nombreux points les galets et les graviers superficiels. Cette teinte rouge des quartz, marquée jusque dans leur centre, se rencontre aussi bien sur des quartz à peine émoussés, issus des filons du socle, que sur certains du Cénomaniens estuarien de la vallée du Layon et même sur des graviers helvétiques, à Machelet et à Vauchrézien entre autres points. Par ailleurs, lorsque ces graviers sont scellés par des recouvrements argileux épais, comme c'est le cas dans les carrières du Sud de Montilliers et de Cernusson, la morphoscopie des grains de sable qui les accompagnent ne décelez aucun des grains ronds mats si caractéristiques du Quaternaire. Enfin, ces quartz rougis à coeur ont été remaniés dans les terrasses; ils y sont d'autant plus rares que celles-ci sont plus basses, donc plus récentes. Toutes ces observations conduisent à rapporter ces rubéfections au Pliocène.

● **Croûtes ferrugineuses associées.** En quelques points du Sud-Ouest de la feuille (environs de la Simonière, en Gonnord; la Cotensionnière, au Sud de Melay), là où les revêtements de quartz rubéfiés sont les plus étendus, on rencontre des débris de croûtes et de gros nodules ferrugineux compacts, qui n'ont rien à voir avec les grisons et les roussards des alios subactuels. La formation de ces croûtes, que nous associons à la rubéfaction des quartz, témoignerait de latéritisations pliocènes.

● **Galets associés.** Des galets de grès brun, d'origine inconnue, gros comme le poing et bien émoussés, se rencontrent parfois en association avec les quartz rougis, au Nord d'Argonne (limites de Joué et du Champ-sur-Layon) et au Bois-Girard (Sud-Est de Melay).

### FORMATIONS QUATERNAIRES

**Fw, Fx, Fy. Terrasses du Layon.** Les terrasses de la vallée du Layon sont signalées ici pour la première fois. La morphologie superficielle ne les met guère en évidence, car elles ne revêtent que de modestes gradins; par contre, leur composition pétrographique les dénonce d'emblée. Elles contiennent en effet, outre des éléments très peu roulés de provenance locale (surtout schistes et grès briovériens), des galets d'origine plus lointaine, venus d'amont. On y reconnaît les roches cambriennes des environs de Cléré-sur-Layon: pélites vertes et surtout poudingues quartzeux dits de Trémentine et rhyolites grises souvent claires et fluidales; toutes ces roches signalent l'apport du Layon quaternaire. Des galets de grès éocènes n'y sont pas rares non plus.

Trois niveaux de terrasses ont été notés. Le niveau inférieur (Fy), dont le sommet culmine à environ 8 m au-dessus de la surface holocène, a été exploité près de la Grande-Maison, en Faveraye. Le niveau moyen (Fx), qui atteint 15 à



18 m d'altitude relative, se voit bien à Thouarcé, au Sud du Pont, entre la Chapelle et l'Arbalétrier. Le niveau supérieur (Fw), vers 25 à 28 m, peut être observé, en surface et dans les talus, à Fontaine, en Thouarcé, et au Sud-Est du Pont Bourceau, en Faveraye.

Les graviers des terrasses n'ont pas fourni d'industries en place permettant de les dater. Les quelques bifaces acheuléens récoltés en surface aux environs de l'Arbalétrier, près Thouarcé, ne peuvent être que très hypothétiquement rapportés au niveau moyen. Si l'on se réfère aux coupes du gisement de Roc-en-Pail (feuille Chemillé), où un loess bien daté recouvre la plus basse des terrasses du Layon, le niveau inférieur serait wurmien.

#### **5. Dépôts soliflués ou colluvionnés sur les pentes et dans les fonds de vallées.**

On a utilisé le même indice pour les dépôts soliflués à matrice limoneuse abondante et pour les dépôts de pente plus caillouteux. Dans la vallée du Layon, leur répartition rend compte des différences d'ensoleillement entre les deux rives, lors des périodes froides quaternaires, comme on l'a vu plus haut : les dépôts caillouteux sont localisés en rive droite, la plus ensoleillée, et les solifluions en rive gauche, où seules les plus importantes ont été cartographiées. Les matériaux qui forment ces différents dépôts sont en règle générale très locaux, exception faite de quelques résidus de terrasses.

**6. Altérites des terrains paléozoïques et précambriens.** Bien que l'altération des roches soit un phénomène encore actuel ou relativement récent, dans le cas de la décalcification des faluns par exemple, on peut tenir pour hautement probable que l'altération très profonde des roches protérozoïques et paléozoïques de la feuille s'est effectuée surtout pendant la longue période continentale séparant les dernières sédimentations paléozoïques de la transgression cénomaniennne.

Sous les graviers estuariens du Cénomaniennne de base, aux Pichelots, en Notre-Dame-d'Allençon, pour ne citer qu'un exemple, on rencontre, sur de très grandes épaisseurs, des argiles où se devine encore la texture des schistes et des grès paléozoïques altérés. Non loin de là, les altérites argileuses des forêts de Brissac et de Beaulieu doivent sans doute leur conservation, sur une grande épaisseur, aux dépôts crétacés qui ont dû les protéger longtemps, à en juger par les résidus proches.

Les surfaces du Protérozoïque, au Sud-Ouest de la feuille, ont peut-être subi plus longtemps encore des altérations et des érosions qui se sont traduites par un enrichissement superficiel en débris quartzeux filoniens anguleux indestructibles, formant parfois un manteau qui, sans les remaniements agricoles incessants, serait presque continu. Les schistes des Mauges sont en certains points tellement altérés que, réduits en argile sur de grandes épaisseurs, ils ont pu être exploités pour briqueterie (Nord du Pontreau, en la Jumellière, à la limite ouest de la feuille ; Sud de Brulon, en Montilliers).

**Fz. Alluvions holocènes : limons argileux.** Les dépôts argileux holocènes tapissent le fond de la vallée du Layon et c'est leur surface horizontale qui constitue le lit majeur inondable de la rivière. En aval de Saint-Aubin-de-Luigné, ces argiles présentent une forte épaisseur, atteignant 8 m à Chaudfonds (19 m à Chalonnnes, au confluent du Layon et de la Loire). Très fines, homogènes, d'une teinte bleutée lorsqu'elles sont fraîchement mises à jour, elles méritent ici l'appellation d'argiles flandriennes. En amont de Saint-Aubin-de-Luigné, limite probable du remblaiement flandrien, l'épaisseur des argiles tombe brusquement à 2 m et reste la même jusqu'au bord oriental de la

feuille, ainsi qu'on a pu le vérifier aux Chasneries, en Thouarcé, ou encore à Petit Noizé, en Tigné; elles sont alors d'un gris verdâtre et beaucoup plus mélangées de lits de sables et de graviers qu'en aval.

## PRÉHISTOIRE

Aucun site stratigraphique n'est connu sur le territoire de la feuille Thouarcé, mais les récoltes d'objets épars en surface ont été assez abondantes. Pour le Paléolithique inférieur et moyen, les communes les plus riches ont été Thouarcé (avec l'Arbalétrier), Martigné (avec la Saulaie et Pieds-de-Fer), Gonnord (avec le Margas et la Collette), Joué-Etiau. Pour le Paléolithique supérieur, citons les pentes au Sud de Beaulieu-sur-Layon.

Le Néolithique, avec ses haches de pierre polie, est partout, avec une mention particulière du Néolithique ancien des Alleuds. Sur trois dolmens signalés au siècle dernier, il ne subsiste que celui de Beaulieu, sur la route de Montbeneau. Deux menhirs et un polissoir multiple se voient encore à la Grouas, des Noyers en Martigné. Au Sud de Tancoigné, dans le falun, fut réalisée une trouvaille exceptionnelle : celle de la tombe d'un de ces envahisseurs néolithiques, nordiques à forte dolichocéphalie, connus sous le nom "d'hommes de la hache de bataille". Le squelette, en bon état, et la hache perforée sont conservés à l'Université catholique d'Angers.

**Actions anthropiques.** Les derniers terrils charbonniers, d'ailleurs de peu d'importance, viennent de disparaître, utilisés pour remblaiements (l'Ermitage). Aux façons culturales séculaires s'est ajouté récemment l'établissement d'un vignoble en larges gradins sur pente, en face de Rablay; il compense un peu l'abandon de vignes en déclivité trop forte pour la mécanisation actuelle. On citera encore quelques aplanissements pour terrains de sport.

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### HYDROGÉOLOGIE

Tant en ce qui concerne le mode de gisement que les possibilités de captage des eaux souterraines de la région couverte par la feuille Thouarcé, il y a lieu de distinguer entre les terrains du socle ancien et ceux de la couverture secondaire et tertiaire.

**Dans les terrains du socle,** les roches sont généralement compactes et sans porosité. L'eau ne circule et ne peut être captée qu'à la faveur de zones fissurées. La prospection de telles zones est un moyen d'améliorer les chances de réussite d'une recherche d'eau, à la condition toutefois qu'elle puisse porter sur des superficies d'au moins 1 km<sup>2</sup>. Par contre, dans le cas de forages implantés au hasard, les débits restent médiocres (5 à 6 m<sup>3</sup>/h en moyenne), la probabilité d'obtenir plus de 10 m<sup>3</sup>/h n'étant guère supérieure à 25 %.

**Les formations sédimentaires** secondaires et tertiaires contiennent des nappes d'interstices, d'importance variable, mais le plus souvent limitée.

• **Le Cénomaniens** de base, sablo-graveleux, aurait une bonne perméabilité mais il est d'une épaisseur généralement trop faible pour contenir des ressources importantes. Il a pu être capté pour l'AEP de Thouarcé, avec des débits de

l'ordre de 20 à 30 m<sup>3</sup>/h. Le Cénomani moyen est trop fin et trop argileux pour présenter de bonnes caractéristiques hydrodynamiques.

● **Le Tertiaire**, faluns miocènes et sables pliocènes, a généralement une bonne perméabilité. L'extension faible de ces formations limite les ressources qu'elles peuvent contenir.

Les ressources en eaux souterraines de cette région sont susceptibles localement de satisfaire à des demandes limitées (eau domestique, arrosage, petites unités agricoles ou industrielles). Elles sont le plus souvent insuffisantes pour les besoins collectifs.

## RESSOURCES MINÉRALES

### Mines de houille

Les extractions de charbon sont très anciennes dans la partie du Bassin houiller de la Basse-Loire qui se situe sur la feuille Thouarcé. Pendant de nombreux siècles elles ont été assurées par les propriétaires du sol. Au cours du 18<sup>ème</sup> siècle sont nées les premières compagnies minières, qui ont pris progressivement en charge toutes les exploitations, dans le cadre des concessions qui leur étaient accordées. Les terrains houillers de la feuille ont été ainsi peu à peu répartis entre quatre concessions.

● **Concession de Saint-Georges — Châtelaion.** La plus ancienne compagnie minière de l'Anjou obtient, dès 1737, l'autorisation d'exploiter le charbon dans la région de Saint-Georges-sur-Layon et de Concourson, à l'extrémité orientale du bassin houiller. Huit puits y sont en activité en 1742. En 1774, la concession est étendue à l'Ouest jusqu'à Saint-Lambert-du-Lattay et Beaulieu, mais on continue à n'exploiter que le coteau qui, entre Saint-Georges et Concourson, borde le Layon sur sa rive droite, et tous les puits qui y sont creusés se situent sur la feuille Saumur. Leur exploitation est très active jusqu'à la Révolution, se ralentit ensuite et s'arrête en 1863. Au Nord du coteau, entre Saint-Georges et Brigné, également en rive droite du Layon, le puits de l'Ermitage est le seul de la concession à se trouver sur la feuille Thouarcé. Profond de 152 m, il produit, entre 1854 et 1866, 240 000 hectolitres de charbon. En face en rive gauche, à la Raguinière, deux puits de recherche de 30 m sont creusés sans succès.

● **Concession de Layon-et-Loire.** Dans la région d'Ardenay, les premières exploitations attestées historiquement datent du 13<sup>ème</sup> siècle. Les petites extractions se multiplient sous le règne d'Henri IV, qui exempte les mines de charbon du droit du dixième, édicté par Charles-le-Chauve en 1413. Les coteaux de la Loire et du Layon sont percés, autour d'Ardenay et jusqu'à Saint-Aubin-de-Luigné, d'une multitude de puits et de travers-bancs, les puits dépassant rarement 40 m et n'employant guère que 3 à 5 ouvriers ; en 1750, on en compte ainsi une quarantaine, qui sont pour la plupart sur la feuille Angers, et parmi lesquels on citera, sur Thouarcé, les 2 puits des Barres (entre la Haie-Longue et Saint-Aubin) avec chacun 4 ouvriers, et les 2 puits de la Roullerie (Est de Saint-Aubin) avec 5 ouvriers. Au cours de la même décennie, une compagnie s'installe à Saint-Aubin où elle exploite les 3 puits de Bon-Secours, du Pâtis et du Layon (près de Bezigon). A partir de ce moment, propriétaires et concessionnaires se disputent les terrains exploitables, jusqu'à ce que l'établissement de la concession de Layon-et-Loire, en 1805, donne un nouvel essor aux exploitations. Cette concession couvre les terrains houillers situés entre la Loire et le Layon, depuis

leur confluent, à l'Ouest, jusqu'au Pont-Barré sur le Layon, à l'Est. Son activité est pratiquement continue jusqu'en 1875, plus discontinuée ensuite, avec des alternances de prospérité et de décadence qui tiennent en majeure partie, selon Brossard de Corbigny (*in* E. Bureau, 1910), à l'irrégularité des couches exploitées, car "... le charbon s'y présente sous forme de chapelets dont les grains, appelés bouillards, exigent des recherches qui laissent prise à la bonne et à la mauvaise chance...". D'après la coupe que les puits ont permis de dresser (Pagès, *in* E. Bureau, 1910), près d'une trentaine de couches ou de veines de charbon se superposent, que l'on peut regrouper en 8 systèmes ; mais seuls 4 d'entre eux ont donné lieu à des exploitations importantes, et les couches les plus riches et les plus régulières, de puissance très variable mais n'excédant pas 2 m, n'ont jamais pu être suivies sur plus de 2 à 3 km ; les couches de charbon alternent avec des bancs de poudingue, de grès, de schiste et de pierre carrée ; l'ensemble de ces alternances, qui présentent généralement un pendage vers le Nord, mais peuvent aussi se redresser jusqu'à la verticale, a une épaisseur totale d'environ 1700 mètres.

Sur la feuille Thouarcé, voici, d'Ouest en Est, d'Ardenay jusqu'au-delà de Saint-Aubin-de-Luigné, les principaux puits dont l'exploitation commence (ou se poursuit) entre le début de la concession et 1840 : les puits des Bourgognes, de Villain, de Goismard, de Gosset (tous les 4 à l'Est d'Ardenay), des Bruandières (bord du Layon), de la Croix-Parent, de l'Aiglerie, des Barres, de la Sablière (ces quatre derniers entre la Haie-Longue et Saint-Aubin), de Bézigon (entre Saint-Aubin et Pont-Barré) ; leur profondeur ne dépasse pas 150 mètres. A partir de 1830, les mines prennent un caractère industriel, l'exploitation se faisant surtout au Nord d'Ardenay, sur la feuille Angers, et c'est en 1863 que la concession de Layon-et-Loire atteint sa production maximale (21 270 tonnes). Au cours des périodes ultérieures de production, de nouveaux puits s'ouvrent sur Thouarcé. Parmi ceux-ci, le puits de la Mine (Nord de Saint-Aubin) atteint 118 m en 1898. Le puits de Saint-Aubin (près de l'ancien puits de la Roullerie, Est de Saint-Aubin) est creusé en 1904 et abandonné peu après la première guerre mondiale. La deuxième guerre mondiale fait reprendre les recherches dans la région : aux Bruandières (bord du Layon, où le puits de 1805, cité plus haut, avait trouvé le charbon à 40 m), un travers-banc est creusé à partir du Layon et atteint un "bouillard" difficile à exploiter en raison de sa très grande taille ; à l'Aiglerie (route la Haie-Longue - Saint-Aubin, assez loin du puits foncé en 1818), on creuse, en 1943, 2 puits qui donnent des résultats médiocres malgré une couche de 1,10 m, mais trop irrégulière. Mais la principale exploitation de cette dernière période se situe sur la feuille Angers : il s'agit du puits des Malécots (Nord d'Ardenay) dont la fermeture, en 1964, marque la fin de la production de houille dans le Bassin de la Basse-Loire.

● **Concession de Chaudefonds.** Les sinuosités du Layon laissent au Sud de la concession de Layon-et-Loire, en rive gauche de la rivière et en aval du Pont-Barré, deux affleurements réduits et isolés de terrains houillers qui font l'objet, à la suite de recherches entreprises en 1831, d'une demande de concession accordée en 1835. Dans l'affleurement le plus occidental, près de la Brosse au Nord de Chaudefonds, le puits de l'Espérance atteint 107 m et exploite une couche de 2 m ; il est abandonné en 1839, ainsi que le puits de Saint-Barbe, tout proche. Dans l'affleurement oriental, près du Pont-Barré, on fonce, entre 1835 et 1843, les quatre puits de la Gotte, de Saint-Nicolas, de la Confiance et de la Ressource ; le premier atteint 63 m et le second 75 m ; mais la production est insignifiante et cesse en 1844.

● **Concession de Saint-Lambert-du-Lattay.** Des recherches ont lieu dans la région de Beaulieu-sur-Layon, entre 1840 et 1847, date à laquelle est créée la Mine dite de Saint-Lambert-du-Lattay, dont la plupart des puits sont en réalité sur Beaulieu. Les terrains houillers de la nouvelle concession affleurent sur les deux rives du Layon, entre Pont-Barré, en aval, et Rablay, en amont, et ils faisaient partie, auparavant, de la concession de Saint-Georges-Châtelais. La première exploitation est le puits du Bois-Badeau, en rive gauche près du Pont-Barré ; foré en 1845, il atteint 280 m, mais, ses galeries ne passant pas assez profondément sous le Layon, des infiltrations et des éboulements se produisent, et le puits doit être abandonné en 1854. Celui de Beaulieu lui succède, sur l'autre rive au Sud de Beaulieu ; son exploitation, de 1853 à 1894, donne de bons résultats (16 000 tonnes pour l'année 1864). Un peu à l'Est du précédent, le puits du Coteau est foré en 1865, est productif en 1876, est abandonné en 1882 et fonctionne à nouveau de 1894 jusqu'en 1903. Les travaux de recherche ultérieurs ne donnent rien d'exploitable. Notons enfin qu'on a creusé sur le territoire de la concession, outre les trois puits d'exploitation cités, une douzaine de puits de recherche.

### Carrières

La seule grande carrière actuellement en activité continue est celle de Pierre-Bise, en Beaulieu (1,5 km à l'W.NW du bourg), qui exploite, depuis 1971, la plus puissante des lentilles de *spilite* du complexe paléozoïque de Saint-Georges-sur-Loire.

Dans les bancs de *phanite* de ce même complexe de Saint-Georges, les petites extractions pour l'entretien des chemins se sont multipliées autrefois, mais elles sont maintenant totalement abandonnées en raison de la faible puissance des bancs.

*Les calcaires paléozoïques* ont été activement exploités pour la chaux, l'engouement pour le chaulage des terres portant la production à son maximum vers 1870. Dans le Bassin d'Ancenis, l'alignement des lentilles de calcaire dévonien a déterminé celui des carrières de Tarare, Crépichon, Chaufonds bourg, l'Orchère et la Fresnaye. Chaque carrière était accompagnée de son four à chaux. Celle de l'Orchère employa jusqu'à 80 carriers et eut une batterie de fours à chaux modernes ; reliée au réseau ferroviaire, elle a fourni la castine aux aciéries de la Basse-Loire (Trignac) ; son exploitation cessa en 1943, mais elle vient de reprendre pour la production d'aliments pour volailles. Dans le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire, des lentilles de calcaire ont été exploitées dans les carrières du Pont-Barré et de la Promenade de Beaulieu. Avant d'être abandonnées, ces carrières sont passées, comme les précédentes, de la production de chaux à la seule fabrication de macadam. Celle de la Promenade a connu une reprise d'activité de 1946 à 1960 : on a exploité alors, non plus la lentille de calcaire, mais les *spilites* encaissantes, lesquelles sont en continuité d'affleurement avec les *spilites* de la carrière de Pierre-Bise, déjà citée.

*D'autres formations du socle* ont été exploitées pour la construction locale et pour l'empierrement, dans de nombreuses petites carrières. On peut citer : les bancs de grès et de roches éruptives interstratifiés dans les diverses séries paléozoïques, les microgranites de Cossé-d'Anjou et du Sud de Tancoigné, enfin les schistes cristallins des Mauges, exploités dans des carrières qui s'échelonnent le long des rives encaissées du Layon et de ses affluents de rive gauche.

Dans les sables et graviers cénomaniens se sont ouvertes beaucoup de carrières, généralement petites. La plus importante et la seule exploitée quotidiennement est celle des Pichelots, sur les Alleuds (2 km à l'Ouest du bourg). Les extractions sont actuellement plus épisodiques dans les sablières de Pied-Sec et de la Promenade, toutes deux voisines de la précédente, de Chanteloup, sur Notre-Dame-d'Allençon, de la Sansonnière, en Thouarcé, du Sud de Rablay et de l'Angelière, au Champ-sur-Layon.

Les faluns miocènes et pliocènes ont fait l'objet d'extractions multiples, initialement pour l'amendement des terres. Les niveaux les plus carbonatés ont été exploités comme pierre à chaux (fours à chaux à Aubigné et à Tigné). Les faluns les plus résistants ont été utilisés comme pierre à bâtir. La localisation de nombreux villages et hameaux sur les gisements de faluns est particulièrement remarquable, et les caves et les habitations troglodytes y sont parfois très répandues (Chavages, Sousigné, en Martigné-Briand, Brigné, Maligné, Tigné). Les exploitations actuelles sont très temporaires et utilisent ce matériau perméable pour l'entretien des chemins, les sablage de cours et les fondations. Les faluns très graveleux de Soussigné, de Brigné et d'Hilay servent à l'empierrement.

Les argiles d'altération des schistes des Mauges sont exploitées autour de Vihiers, où une briqueterie les utilise pour la fabrication de boisseaux de terre cuite ; une seule carrière est ouverte actuellement sur Thouarcé (la Cirtrie, 2,5 km au Sud de Montilliers), les autres se trouvant sur la feuille Vihiers. La tuilerie des Galachères (3 km au N.NE de Chemillé) utilisait les mêmes altérites argileuses et celle du Cormier (sortie ouest de Joué) les niveaux argileux des faluns ; ces carrières sont comblées ou en voie de comblement.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier un itinéraire intéressant la région couverte par la feuille Thouarcé dans le *Guide géologique régional : Bretagne*, par S. Durand, 1977, Masson, Paris :

— itinéraire 13 : le Paléozoïque du domaine ligérien en Anjou d'Erbray à Angers et à Ancenis.

## COUPES RÉSUMÉES DE QUELQUES SONDAGES

N° archivage SGN	Commune Désignation	Coordonnées Lambert			Prof en m	Coupe géologique sommaire		Stratigraphie	Cote toit NGF arrondie au m
		x	y	z cote sol arrondie au m		Profondeurs	Lithologie		
484-2-16	<b>Champ-sur-Layon</b> <b>La Jubaudière</b> Captage pour AEP (galerie drainante) 1951	379.63	255.24	~ + 54	3	0 - 0.50 0.50 - 2.20 2.20 - 2.90 à 2.90	Terre végétale Argile Argile et gros graviers Socle	Alluvions  Précambrien	+ 54  + 51
484-2-17	<b>Champ-sur-Layon</b> <b>La Viaudière</b> Captage pour AEP (puits et galerie drainante) 1952	378.66	254.26	~ + 63	5	0 - 0.50 0.50 - 4.90 à 4.90	Terre végétale Argile avec graviers et galets Schistes	Alluvions  Précambrien	+ 63  + 58
484-2-18	<b>Faye-d'Anjou</b> <b>Forêt de Baulieu</b> S1 - 1938	381.4	262.5	+ 91	18	0 - 0.45 0.45 - 17.70	Terre végétale Argile jaune sableuse ou blanche compacte	Altérite de la série de St Georges Paléozoïque	+ 91
484-3-1	<b>Martigné-Briand</b> <b>Fontaine de Jouannette</b>	388.77	253.77	+ 45	Source		Filon de quartz		
484-3-7	<b>Thouarcé</b> Captage pour AEP (puits et galerie) 1952	384.30	255.25	+ 50	7	0 - 0.50 0.50 - 1.40 1.40 - 2.70 2.70 - 7.00	Terre végétale Argile grise avec graviers Argile blanche Sables grossiers et galets roulés (dépôt estuarien)	Terrasse quaternaire Colluvions anciennes (Eocène ?) Cénomanién inférieur probable	+ 50 + 49  + 47

COUPES RÉSUMÉES DE QUELQUES SONDAGES

N° archivage SGN	Commune Désignation	Coordonnées Lambert			Prof° en m	Coupe géologique sommaire		Stratigraphie	Cote toit NGF arrondie au m
		x	y	z cote sol arrondie au m		Profondeurs	Lithologie		
484-4-33	Noyant-la-Plaine Captage pour AEP 1951	395.6	255.24	+ 67	30	0 - 1.5 1.5 - 8.0 8.0 - 20.0 20.0 - 30.0	Terre végétale et éboulis Marne jaune à <i>Ostrea biauriculata</i> Sable glauconieux souvent argileux Présence de lignite Sables et argiles glaucon- nieux à lignite et pyrite	Quaternaire Cénomaniens supérieur Cénomaniens moyen Cénomaniens inférieur	+ 67 + 66 + 59 + 47
484-6-2	Gonnord S1 - 1953	377.6	250.1	~ + 70	11.6	0 - 2.4 2.4 - 8.4 8.4 - 11.0 11.0 - 11.6	Argile et sable Calcaire sableux blanc Schiste altéré Schiste dur	Miocène décalcifié Miocène Précambrien	+ 70 + 68 + 62
484-6-4	Joué-Etiau S3 - 1953	376.4	250.0	~ + 80	14	0 - 1.9 1.9 - 3 3 - 6 6 - 10 10 - 14	Argile beige finement sableuse Galets Argile sableuse rouge Sable argileux roux Schiste altéré	Miocène Miocène Miocène Précambrien	+ 80   + 70



**COUPES RÉSUMÉES DE QUELQUES SONDAGES**

N° archivage SGN	Commune Désignation	Coordonnées Lambert			Prof en m	Coupe géologique sommaire		Stratigraphie	Cote toit NGF arrondie au m
		x	y	z cote sol arrondie au m		Profondeurs	Lithologie		
484-8-1	<b>Martigné-Briand</b> S1 - 1951	390.6	252.2	+ 75 Coord. très approximatives	19	0 - 0.50 0.50 - 3.0 3.0 à 15.0  15.0 - 16.8 16.8 - 16.9 16.9 - 19	Terre végétale Argile avec graviers roulés Argile parfois sableuse Sable fin argileux Galets (silex et quartz) Quartz filonien	Cénomaniens inférieur à moyen   Filon de quartz dans Paléozoïque	+ 75      + 58
484-8-3	<b>Martigné-Briand</b> Captage pour AEP S3 - 1951	390.02	252.05	+ 59	15.5	0 - 0.30 0.30 - 13.0  13.0 - 14.5 14.5 - 15.5	Terre végétale Argile avec sables roux de 2.50 à 5.20 et graviers à 8 m Graviers de quartz non roulés Schiste avec filons de quartz	Cénomaniens inf.  Id. ou socle altéré Précambrien	+ 59  + 46 + 45
484-8-31	<b>Martigné-Briand</b> Brocelles SR5 - 1980	391.73	252.66	+ 72	64	0 - 0.80 0.80 - 7.5  7.5 - 64	Terre végétale Limon puis argile sableuse avec petits galets de spilite Spilite ± altérée	Cénomaniens résiduel  Silurien (série de St-Georges)	+ 71  + 65

COUPES RÉSUMÉES DE QUELQUES SONDAGES

N° archivage SGN	Commune Désignation	Coordonnées Lambert			Prof en m	Coupe géologique sommaire		Stratigraphie	Cote toit NGF arrondie au m
		x	y	z cote sol arrondie au m		Profondeurs	Lithologie		
484-8-32	<b>Martigné-Briand</b> <b>Le Pré Moulin</b> SR6 - 1980	391.80	252.35	+ 68	40	0 - 1 1 - 7.2 7.2 - 40	Terre végétale Argile sableuse Spilite ± altérée	Cénomaniens résiduel Silurien (série de St Georges)	+ 67 + 61
484-8-34	<b>Martigné-Briand</b> <b>Les Varennes</b> SR8 - 1980	390.65	253.22	+ 65	61	0 - 0.6 0.6 - 6.7  6.7 - 15  15 - 19  19 - 61	Terre végétale Limon puis argile avec rares éléments grossiers Argile ± sableuse avec débris de quartz centimétriques Grès Spilite	Cénomaniens résiduel  Indéterminé  Silurien (série de St-Georges) Silurien	+ 61
484-8-35	<b>Martigné-Briand</b> <b>Les Brondes</b> SR9 - 1980	389.82	253.19	+ 60	40	0 - 4 4 - 7 7 - 40	Argile sableuse Argile avec graviers Schiste charbonneux noir brillant "gras" ± altéré	Cénomaniens résiduel Id. Houiller ? Ampélites du Silurien (série de St-Georges)	+ 60 + 53

BIBLIOGRAPHIE

ARNAUD A. (1966) - Une série spilite-kératophyre dans le Silurien du Massif armoricain : la Série de Saint-Georges-sur-Loire. Dipl. ét. sup., Fac. sci. Nantes, p. 1-68.

ARNAUD A. et BROSSÉ R. (1980) - Etude d'un niveau volcano-sédimentaire dans le bassin namurien de la Basse Loire, région de Chalennes (Maine-et-Loire). *Mém. Soc. Et. sci. Anjou*, n°4, p. 49-54.

ARNAUD A. et BROSSÉ R. (1981) - Observations pétrographiques sur les roches volcaniques du bassin houiller de Basse Loire, région de Chalennes (Maine-et-Loire). *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, (C), XIII, 2, p. 1-7.

AUTRAN A., COGNÉ J. (1980) - La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. Publ. du 26e congrès géologique international, Paris 7-17 juil. 1980, p. 90 à 111, Colloque "C6", Géologie de l'Europe.

BARROIS Ch. (1886) - Sur le calcaire dévonien de Chaudefonds (Maine-et-Loire). *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, 13, p. 170-205, pl. IV-V.

BLAISE J., CAVET P., LARDEUX H. (1970) - Les relations entre Paléozoïque et Briovérien sur la rive gauche de la Loire, entre Saint-Florent-le-Vieil et Chalennes (Maine-et-Loire, Sud-Est du Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, p. 5-14.

BROSSÉ R. (1978) - Les faluns et les graviers supérieurs du Layon (région de Thouarcé) : stratigraphie, sédimentologie et origine. *Bull. Soc. Et. sci. Anjou*, 10, p. 61-71.

BROSSÉ R. et LOUAIL J. (1977) - Réactivation de failles de socle et déformations syn- et post-sédimentaires dans le Mésozoïque et le Cénozoïque de l'Anjou. 5ème réun. ann. Sci. Terre, Rennes, p. 115.

BUREAU E. (1910-1914) - Bassin houiller de la Basse-Loire. Fasc. I (1910) : histoire des concessions, pièces justificatives, description géologique du Bassin (443 p.). Fasc. II, tome 1er (1913) : description des flores fossiles (texte, 417 p.) ; tome 2ème (1914) : description des flores fossiles (atlas de 80 pl.). Etudes des gîtes minéraux de la France, Impr. nationale, Paris.

CARPENTER M.S.N., PEUCAT J.-J., PIVETTE B. (1982) - Geochemical and geochronological characteristics of Paleozoic volcanism in the Saint-Georges-sur-Loire synclinalorium (S. Armorican Massif). Evidence for Pre-hercynian tectonic evolution. *Bull. B.R.G.M.*, (2), 1, 1-2, p. 63-79.

CARPENTIER A. (1928) - Le Carbonifère inférieur du bassin de la Basse-Loire ; ses rapports avec le Westphalien du Nord de la France. Congr. Avancement Et. Stratigr. Carbonif., Heerlen, 1927, p. 135-139.

CARPENTIER A. (1931) - Remarques paléontologiques sur les schistes en contact avec les calcaires dévoniens de Chaudefonds (Maine-et-Loire). *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest Fr.*, (4), 10, p. 1-5, pl. I.

CARPENTIER A. et PENEAU J. (1935) - Etude du Carbonifère inférieur entre Rochefort et Chalonnes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), V, p. 489-497.

CAVET P., GRUET M., PILLET J. (1966) - Sur la présence du Cambrien à Paradoxidés à Cléré-sur-Layon, dans le Nord-Est du Bocage vendéen (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 263, p. 1685-1688.

CAVET P., LARDEUX H., PHILIPPOT A. (1971) - Ordovicien et Silurien aux environs de Montjean et Chalonnes (M. et L.), Sud-Est du Massif armoricain. *Mém. B.R.G.M. n°73*, Paris, p. 199-212.

COGNÉ J. (1966) - Une "nappe" cadomienne de style pennique: la série cristallophyllienne de Champtoceaux, en bordure méridionale du synclinal d'Ancenis. *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, t. 19, n°2, p. 107-136.

COGNÉ J. (1976) - Les grandes lignes structurales du Massif armoricain. *Nova Acta Leopoldina. Neue Folge*, N. 224, Bd., p. 177-192.

COUFFON O. (1910) - Guide du Géologue en Anjou. *Bull. Soc. Naturalistes parisiens*, 1908, n°5, p. 1-31.

DAVY L. (1885) - A propos d'un nouveau gisement du terrain dévonien supérieur à Chaudefonds (Maine-et-Loire). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1884, (3), 13, p. 2-8, fig. 1.

DAVY L. (1895) - Contribution à l'étude géologique des environs de Chalonnes-sur-Loire (Maine-et-Loire), terrain silurien supérieur. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest Fr.*, 5, p. 199-204.

DAVY L. (1906) - Ce que l'on croit savoir aujourd'hui sur la constitution géologique des environs de Chalonnes-sur-Loire. *Bull. Soc. Et. sci. Angers*, 1905, N.S., XXXVe année, p. 91-125.

DENIZOT G. (1968) - Le Néogène dans le bassin moyen de la Loire (Orléanais, Touraine et Anjou). C.R. coll. intern. Etude Néogène nordique, France, 1965. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, t. XIII, p. 1-21.

DENIZOT G. (1972) - La géologie angevine dans le cadre de la Loire. *Bull. Soc. Et. sci. Anjou*, 8, p. 69-72.

DIOT H. (1980) - Recherches structurales dans la partie orientale du Domaine ligérien (Massif armoricain). Thèse 3ème cycle, Nantes, 147 p., 18 pl. h.t.

DIOT H., BLAISE J. (1978) - Etude structurale dans le Précambrien et le Paléozoïque de la partie méridionale du Domaine ligérien (Sud-Est du Massif armoricain): Mauges, Synclinal d'Ancenis et Sillon houiller de la Basse-Loire. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, (c), X, 1, p. 31-50.

DUBREUIL M. (1980) - Hypothèse sur la mise en place, au Dinantien, du complexe du Tombeau Leclerc (Bassin d'Ancenis, Sud-Est du Massif armoricain) sous forme d'un olistostrome. Conséquences géodynamiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 290, sér. D, p. 1455-1458.

DUBREUIL M., VACHARD D. (1979) - Sur l'âge givétien de la formation de Chalonnes (Bassin d'Ancenis, Sud-Est du Massif armoricain) et ses conséquences. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 289, sér. D, p. 241-244.

DUBREUIL M. et VACHARD D. (1982) - La série de Saint-Georges-sur-Loire et les événements de la limite Silurien-Dévonien dans le domaine ligérien du Massif armoricain. 9e réun. ann. Sci. Terre, Paris, p. 213.

ESTÉOULE-CHOUX J. et LOUAIL J. (1976) - Etude sédimentologique et minéralogique des faluns d'Anjou dans les bassins du Layon et du Thouet. Comparaison avec les dépôts miocènes de Haute-Bretagne. *C.R. 97e Congr. Soc. savantes*, Nantes, 1972, t. II, p. 101-112.

FORESTIER F.-H. (1980) - Un volcanisme précambrien au coeur des Mauges. *Mém. Soc. Et. sci. Anjou*, n°4, p. 17-21.

GINSBURG L. (1980) - Paléogéographie et âge de la mer des faluns d'après les Mammifères. *Mém. Soc. Et. sci. Anjou*, n°4, p. 69-77.

GINSBURG L. et JANVIER P. (1971) - Les Mammifères marins des faluns miocènes de la Touraine et de l'Anjou. *Bull. Mus. nat. Hist. nat. Paris*, 3ème sér., n°22, p. 161-195.

GINSBURG L. et JANVIER P. (1975) - Les Mammifères marins des faluns de la Touraine et de l'Anjou : faune, gisements et paléobiologie. *Bull. Soc. Et. sci. Anjou*, 9, p. 73-96.

GRUET M. (1978) - Gravieres pliocènes de la vallée du Layon. *Bull. Soc. Et. sci. Anjou*, 10, p. 111-112.

GRUET M. (1980) - Le Pliocène en Anjou. *Mém. Soc. Et. sci. Anjou*, n°4, p. 79-84.

LARDEUX H. (1980) - Les faunes de Tentaculites des calcaires dévoniens du horst du Tombeau Leclerc (synclinal d'Ancenis, Massif armoricain). *Mém. Soc. Et. sci. Anjou*, n°4, p. 43-47.

LARDEUX H., PILLET J., SEMENOFF-TIANCHANSKY P. (1961) - Sur l'extension orientale du Frasnien dans le synclinal d'Ancenis (SE du Massif armoricain). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 111-112.

LAUGERY J. (1971) - A propos des sables et graviers rouges de l'Anjou. *Norv.*, n°70, p. 333-335.

LAURIAT-RAGE A. (1981) - Les Bivalves du Redonien. *Mém. Mus. Nat. Hist. nat.*, Paris, nelle sér., sér. C, Sci. Terre, t. XLV.

LAURIAT-RAGE A. (1982) - Les *Astartidae* (*Bivalvia*) du Redonien. *Mém. Mus. Nat. Hist. nat.*, nelle sér. sér. C, Sci. Terre, t. XLVIII.

LE CORRE C. (1977) - Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. B.É.G.M.*, section 1, n°3, p. 219-254.

LE MAÎTRE D. (1934) - Etudes sur la faune des calcaires dévoniens du bassin d'Ancenis. *Mém. Soc. géol. Nord*, t. 12, p. 1-267, pl. I-XVIII.

LE MÉTOUR J. et BERNARD-GRIFFITHS J. (1979) - Age (limite Ordovicien-Silurien) de mise en place du massif hypovolcanique de Thouars (Massif vendéen). Implications géologiques. *Bull. B.R.G.M.*, sect. I, n°4, p. 365-371.

LOUAIL J. (1969) - Etude sédimentologique des sables et graviers de Jumelles (Maine-et-Loire). Thèse 3ème cycle, Faculté des Sciences de Rennes, 1 vol., ronéo., 113 p., 66 fig.

LOUAIL J. (1976) - Etude sédimentologique des placages sableux du plateau des Mauges. Distinction entre les formations détritiques azoïques cénomaniennes et les sables rouges de l'Anjou. C.R. 97e Cong. Soc. savantes, Nantes, 1972, t. II, p. 33-53.

MAILLET P., PIVETTE B., CHAUVEL J.-J. (1977) - Données nouvelles sur les volcanites du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire (Massif armoricain). 5ème réun. ann. Sci. Terre, Rennes, p. 326.

MARCHAND J. (1981) - Ecaillage d'un "mélange tectonique" profond: le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 215, p. 223-228, 1 pl. h.t.

MATHIEU G. (1945) - La géologie des environs de Thouarcé (Maine-et-loire). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XLV, n°216, p.51-76.

MILLET DE LA TURTAUDIÈRE P.-A. (1865) - Indicateur de Maine-et-Loire. Angers, Cosnier et Lachèze, 2 vol. in-8°, 86 pl.

MILLET DE LA TURTAUDIÈRE P.-A. (1866) - Paléontographie ou description des fossiles nouveaux du terrain tertiaire marin ou terrain miocène supérieur du département de Maine-et-Loire. Angers, Cosnier et Lachèze, in-8°, 36 p.

MOREAU-BENOIT A. (1974) - Recherches de palynologie et de planctologie sur le Dévonien et quelques formations siluriennes dans le Sud-Est du Massif armoricain. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, n°18.

PENEAU J. (1928) - Etudes sur le Dévonien de la Basse- Loire. I. Les faciès schisteux du Dévonien moyen aux environs de Chalonnnes. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest. Fr.*, 1927 (4), 7, p. 94-122, fig. 1-12, pl. III.

PENEAU J. (1932) - Etudes sur le Dévonien de la Basse- Loire. II. Fossiles des schistes eiféliens de Liré (L. inf.) et de Chaudfonds (Maine-et-Loire). *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest Fr.*, 1931, (5), 1, p. 7-21, fig. 1- 3, pl. III.

PILLET J. (1973) - Les Trilobites du Dévonien inférieur et du Dévonien moyen du Sud-Est du Massif armoricain. *Mém. Soc. Et. sci. Anjou*, mém. n°1, 307 p., 64 pl., 152 fig. texte.

POIRIER L. (1935) - Essai sur la morphologie de l'Anjou méridional (Mauges et Saumurois). *Ann. Géogr.*, n°25, p. 474-491.

RIVIÈRE L.-M. (1977) - Le Culm frasnno-dinantien du synclinal d'Ancenis (Sud-Est du Massif armoricain) au Nord de la Loire. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne* (c), IX, 1, p. 19-57.

TOURENQ J., DECAILLOT P., POMEROL C. (1971) - Origine armoricaine de minéraux lourds de la mer des Faluns. Mise en doute de la "capture" de la pré-Loire à l'Helvétien inférieur. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 65-67.

### Cartes géologiques à 1/80 000

- Feuille *Ancenis* : 1<sup>e</sup> édition (1890), par E. Bureau et L. Bureau.  
2<sup>e</sup> édition (1967), par P. Cavet, avec la collaboration de A. Arnaud, L. Chauris, J. Cogné, M. Gruet, G. Lucas et J. Péneau.
- Feuille *Angers* : 1<sup>e</sup> édition (1906), par L. Bureau et J. Welsch.  
2<sup>e</sup> édition (1953), par G. Denizot et J. Péneau.
- Feuille *Cholet* : 1<sup>e</sup> édition (1896), par L. Bochet.  
2<sup>e</sup> édition (1959), par G. Mathieu, avec la collaboration de J. Gabilly.
- Feuille *Saumur* : 1<sup>e</sup> édition (1900), par L. Bureau, F. Wallerant et J. Welsch.  
2<sup>e</sup> édition (1948), par G. Lecointre, G. Mathieu et G. Waterlot.

### Cartes géologiques à 1/50 000

- Feuille *Saumur* (1970), par G. Alcaydé, avec la collaboration de A. Bigot et R. Feys.
- Feuille *Chalonnnes-sur-Loire* (1970), par P. Cavet, avec la collaboration de A. Arnaud, L. Barbaroux, J. Blaise, R. Brossé, L. Chauris, M. Gruet, H. Jourdain, H. Lardeux et L.-M. Rivière.
- Feuille *Angers* (1976), par P. Cavet, avec la collaboration de A. Arnaud, J. Blaise, R. Brossé, L. Chauris, M. Gruet, H. Jourdain et H. Lardeux.
- Feuille *Ancenis* (1978), par P. Cavet, avec la collaboration de A. Arnaud, J. Blaise, M. Gruet, H. Lardeux, J. Marchand, A. Nicolas, L.M. Rivière et J.C. Rossignol.

### DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés au Service géologique régional Pays de Loire, 10, rue Henri Picherit, 44300 Nantes ou encore au B.R.G.M., Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

### AUTEURS

Cette notice a été rédigée par J. BLAISE, chargé de recherche au C.N.R.S., Institut des sciences de la nature de l'Université de Nantes, avec la collaboration de :

- A. ARNAUD, principal du Collège de Baugé, Maine- et-Loire (synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire et sillon houiller),
- R. BROSSÉ, maître-assistant de géologie à l'Université d'Angers (Crétacé et Tertiaire),

- P. CAVET, professeur à l'Institut des sciences de la nature de l'Université de Nantes (bassin d'Ancenis),
- J. DEPAGNE, ingénieur géologue au B.R.G.M. (hydrogéologie),
- M. GRUET, conservateur du Musée de paléontologie d'Angers (Crétacé, Tertiaire et Quaternaire),
- H. LARDEUX, professeur à l'Institut de géologie de l'Université de Rennes (bassin d'Ancenis),
- O. LIMASSET, ingénieur géologue au B.R.G.M. (coupes résumées de quelques sondages).